

1.

# A VELENCEI HEGYSÉG GEOLÓGIAI ÉS PETROGRAFIAI VISZONYAI.

IRTA

Dr. VENDL ALADÁR.

AZ I—IV. TÁBLÁVAL ÉS 42 ÁBRÁVAL A SZÖVEG KÖZÖTT.





## ELŐSZÓ.

A m. kir. Földtani Intézet igazgatósága 1911. tavaszán a Velencei hegység részletes geológiai és petrográfiai tanulmányozásával bízott meg. Akkor még a Kir. József-műegyetem mineralógiai-geológiai tanszéke mellett voltam tanársegéd s így abban az évben csak rövid két hónapot fordíthattam a külső munkára. A következő év nyarán még mintegy két heti időt tölthettem el a hegység környékének bejárására.

A petrográfiai mikroszkópi vizsgálatok legnagyobb részét az 1912—13. tanév téli szemeszterében Freiburgban (Baden) az egyetemi ásvány-kőzettani intézetben végeztem, hol OSANN ALFRÉD dr. professzor úr különösen az aplitok és gránitporfirok részletezésében hathatósan támogatott. A mikroszkópi munka kisebb részlete a kir. József-műegyetem ásvány-földtani intézetében s a m. kir. Földtani Intézetben készült. A chemiai analízisek egy részét magam készítettem a kir. József-műegyetem ásvány-földtani intézetének chemiai laboratóriumában, melyet SCHAFARZIK FERENC dr. professzor úr a legnagyobb készséggel bocsátott rendelkezésemre. A többi chemiai elemzést EMSZT KÁLMÁN dr. és SZINYEI MERSE ZSIGMOND kollégáim szívességének köszönöm. A munkában az analízisek adatai után mindenütt megneveztem az elemzés-szerzőjét is.

SCHAFARZIK FERENC dr. úr kőzeteim nagy részéből Voigt és Hochgesang cégnél vékonycsiszolatokat is szíves volt készíttetni.

A megnevezett uraknak jóindulatú támogatásukért e helyütt is legőszintebben érzett köszönetet mondok.

Mint hogy ugyanegy típusba tartozó kőzetek — főként aplitok — területünk igen különböző pontjain fordulnak elő, a tisztán kőzetleíró részt szükségesnek véltem a geológiai résztől teljesen elkülönítve tárgyalni. Ily módon az egy típusba tartozó kőzetekről egységesebb képet lehetett nyújtani.

A fényképfelvételeket és mikrofotografiákat magam készítettem, a 18. és 29. kép kivételével, melyek műegyetemi hallgató urak felvételei.

Végül megemlítem, hogy az Osann-féle viszonyszámokat, valamint a belőlük konstruált adatokat az Osann-féle háromszögben OSANN: Petrochemische Untersuchungen, (I., Heidelberg, 1913.) című munkája szerint tüntettem fel.

Budapesten, 1913. november 18-án.

VENDL ALADÁR.

## I. GEOLÓGIAI RÉSZ.

### Bevezetés.

A Velencei hegység, — a dunántúli Magyar Középhegység kristályos magva, — ÉK-től DNy felé, tehát a Magyar Középhegység csapásának irányában húzódik a Velencei-tó ÉNy-i partjának mentén Pázmánd községtől Székesfehérvárig. A hegység tönkhegység, melynek felszíne átlagban 200—240 m tengerszín feletti magasságú, melyből csak az eróziónak jobban ellentálló kőzetekből álló kúpok emelkednek ki. Legmagasabb pontja a Meleghegy csúcsa (352 m). Az átlagos magasságú térszínből erősebben kiemelkedik még a Templom-hegy (326 m) és a Csúcsoshegy (268 m). Mindezek a magasabb pontok az atmoszferiliák-nak rendkívül nagy mértékben ellentálló kvareitből állanak.

A hegységet D-ről a Velencei-tó törésvonala, Ny felől a Mór—Székesfehérvári törés, K felől a pázmándi törés határolja. Észak, illetőleg északnyugat felé pannoniai (pontusi) rétegekkel és lösszel fedett lankás terület közvetítésével a csákvári depresszió választja el a Vérteshegységtől.

A Velenceihegységet elsőnek KOVÁTS GYULA tanulmányozta 1859—1860-ban. Vizsgálódásainak eredményeit azonban nem ő, hanem 1861-ben JOKÉLY JOHANN közölte<sup>1</sup> saját észleleteivel is bővítve. KOVÁTS GYULA a M. Nemzeti Múzeum számára gyűjtött e hegységben s térképvázlatot is készített. E rövid jelentés főként a kvareittal foglalkozik, melyet kvarcbreccsának, helyenként kvarekonglomerátnak minősít. Ennek korára vonatkozólag az a véleménye, hogy — mivel az északi Csehországban előforduló fillitekhez hasonló képződmények a közvetlen fekvőjében fordulnak elő — *devon*-korú. Végül röviden még a gránitot is jellemzi e jelentés s megemlékezik öt trachitos erupeióról is. A Velencei tó alluviumáról kiemeli nagy sótartalmát.

ZIRKEL a gyűjtött kőzeteknek egy sorozatát vizsgálta tisztán kőzetleíró szempontból.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt, 1860, Bd. XI. p. 5.

<sup>2</sup> Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt, 1861—1862, p. 121.



HAUER F.<sup>1</sup> a monarchia átnézetes geológiai térképéhez fűzött magyarázatban összegezi KOVÁTS, JOKÉLY és ZIRKEL vizsgálódásainak eredményét. Ő a kontaktus palát és az addig devonnak vélt kvarcitokat a karbonba tartozóknak véli a gránittal s a gránit tartozékaival együtt.

SZABÓ JÓZSEF<sup>2</sup> a Mátra «amfiboltrachitjainak» tanulmányozása alkalmával a Sukoró és Nadap környékéről származó, de közelebbi lelőhellyel meg nem határozott andezitek földpátjait labradornak ismerte fel.

DOELTER C.<sup>3</sup> a magyarországi andezitek tanulmányozása közben a Pákozd és Sukoró közötti andezittal is foglalkozik, melyről megállapítja, hogy az tulajdonképen kvarc-amfibol-andezit.

1870-ben a m. kir. Földtani Intézet megbízásából WINKLER BENŐ térképezte és tanulmányozta ezt a vidéket. Eredményeiről csak igen rövid szűkszavú tájékoztatót közölt.<sup>4</sup> A mintegy féloldalmi ismertetésben röviden jellemzi a hegység zömét alkotó gránitot s megemlékezik hét andezitos kitérőről. Hangsúlyozza továbbá, hogy a hegység kőzetei szélesebb körű technikai alkalmazásra méltók.

Legrészletesebben tanulmányozta e hegységet — főként petrográfiai szempontból — INKEY BÉLA.<sup>5</sup> Kiemeli a hegység gránitjának általánosabb jelentőségű fontosságát, amennyiben — amint mondja — «nem úgy tekintetjük ezen magaslatot, mint magában álló gránitkitérést, hanem... mint az egész vidék gránitalapjának egyedüli föltárását». Leírja a hegység biotitgránitját s megemlékezik a gránitot átjáró telérekéről is; utóbbiak hovatartozandóságáról azonban nem mond végleges véleményt. Éles szemmel megfigyelte, hogy e telérek kelet felé alárendeltebbek. Részletesen foglalkozik INKEY ezenkívül a «trachitokkal» s nyolc előfordulást részletesen leír.

Rövid, de egységesen áttekinthető módon foglalja össze a Velencei-hegység geológiai vázlatát SCHAFARZIK FERENC<sup>6</sup> litografias naplója, melyet műegyetemi hallgatók geológiai kirándulásaihoz vezető gyanánt írt. E rövid vázlat kiemeli a hegység gránitjának lakkolitszerű jellegét. Kellő fontosságot tulajdonít továbbá a posztvulkáni működéseknek. A Meleghegy

<sup>1</sup> HAUER F.: Geologische Übersichtskarte der Oesterreichisch-Ungarischen Monarchie, Blatt VII. p. 466—467.

<sup>2</sup> SZABÓ J.: Die Amphibol-Trachyte der Mátra in Central-Ungarn. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 1869, XIX. p. 421.

<sup>3</sup> DOELTER C.: Zur Kenntnis der quarzführenden Andesite in Siebenbürgen und Ungarn. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 1873, XXIII. Mineralogische Mitteilungen, p. 83.

<sup>4</sup> Földtani Közlöny, 1871, I. köt. p. 16.

<sup>5</sup> INKEY BÉLA: A székesfehérvár—velencei hegység gránit- és trachitnemű kőzeteiről. Földtani Közlöny, 1875, V., p. 145—158.

<sup>6</sup> SCHAFARZIK FERENC dr.: Geológiai kirándulás a Velencei hegységbe, Fehérmezén. Litografia. Vezető műegyetemi hallgatók geológiai kirándulásain.

tetején fellépő teléres kvarcittesteket már a posztvulkáni hatások eredménye gyanánt előállt képződményeknek tekinti.

LÓCZY LAJOS<sup>1</sup> balatoni nagy munkájában számos helyen fontos és becses adatokat találunk a Velencei hegységre vonatkozólag.

SCHRÉTER ZOLTÁN<sup>2</sup> egyik munkájában a kovasavat lerakó hévforrások termékeként említi a Meleghegy gerincén, délebbre Sukoró környékén s Nadaptól ÉK-re a Templom-hegyen levő teléreket. Megemlíti továbbá, hogy a Meleghegytől keletre levő rögök eruptív anyaga teljesen átkristályosodott.

Néhány kisebb-nagyobb munka inkább mineralógiai szempontból foglalkozik a Velencei hegységgel, illetőleg a Nadap községi piroxénandezit kőbányában előforduló posztvulkáni hatásokra képződött ásványokkal.

SCHAFARZIK FERENC,<sup>3</sup> MAURITZ BÉLA,<sup>4</sup> HUNEK EMIL<sup>5</sup> a piroxénandezit hasadékaiban posztvulkáni hatások eredményeként fellépő ásványokat ismerteti mineralógiai szempontból.

KORMOS TIVADAR<sup>6</sup> a Sárrét geológiai multját és jelenét tárgyaló munkájában igen becses adatokat közöl a Velencei tó faunájára és benépesedésének idejére vonatkozólag.

Végül szerzőnek három közleménye vonatkozik a Velencei hegységre.<sup>7</sup>

A hegység geológiai és petrográfiai viszonyait részletesebben tárgyaló, egységes összefoglaló munka azonban eddig nem jelent meg.

<sup>1</sup> LÓCZY LAJOS: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése, Budapest, 1913.

<sup>2</sup> SCHRÉTER ZOLTÁN dr: Harmadkori és pleisztocén hévforrások tevékenységének nyomai a budai hegyekben. M. kir. Földtani Intézet Évkönyve, XIX. köt., 212. lap.

<sup>3</sup> SCHAFARZIK FERENC dr.: Ásványtani közlemények. Földtani Közlöny XXXVIII., p. 590—592.

<sup>4</sup> MAURITZ BÉLA dr.: A nadapi zeolithek. Annales musei nationalis hungarici, VI. 1908, p. 537—545.

<sup>5</sup> HUNEK EMIL: Két ásvány új hazai termőhelye. Földtani Közlöny XL. 1910, p. 628.

<sup>6</sup> KORMOS TIVADAR dr.: A fehérmegyei Sárrét geológiai multja és jelene. A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei, I. köt., 1. rész, paleontológiai függelék. Budapest, 1909.

<sup>7</sup> VENDL A.: Az andaluzit új előfordulása hazánkban, Földt. Közl. XLII. 1912, p. 909—911.

VENDL A.: A nadapi alunít, Matematikai és Természettudományi Értesítő, XXXI., 1913, p. 95—101.

VENDL A.: Jelentés a Velencei-hegységben végzett részletes földtani vizsgálatokról. M. kir. Földtani Intézet 1911. évi jelentése, Budapest, 1912.



## A gránit.

A Velencei hegység főtömegét, a magját, *biotit-gránit* alkotja, mely a Mór—Székesfehérvári töréstől, pontosabban a székesfehérvári Rác hegytől délnyugat felől északkeleti irányban húzódik Nadap, illetőleg Velence községig. Délkelet, illetőleg dél felől a Velencei-tó beszakadása határolja, északnyugat felől a csákvári depresszió választja el a Vértes hegységtől. Észak felől lösszel borított terület határolja el, mely alól több folton kibukkannak a pannoniai (pontusi) lerakódások. A déli oldalon a gránit egészen a Velencei-tóig lenyúlik, észak felől a Lovasberény környéki lösz és pannoniai (pontusi) képződményekből álló halmos vidék képezi határát.

Maga az egységes gránitmag részben törések, részben nagyobb foltokban fellépő lösztakarók révén több részre tagolódik a felszínen nevezetesen: 1. Egy nagyobb egységnek tekinthető a székesfehérvári Ráchegytől a csalai völgy Császár patakjáig terjedő gránit. Ezt a székesfehérvári szőlőhegyen egy, nagyjában D—É-i irányban húzódó lösz-sáv két részre osztja szét: a tulajdonképeni székesfehérvári Szőlő hegyre és a Kisfaludy majori gránitterületre. 2. A Császár patak és a Lápos völgy, illetőleg Sághegy között elterülő Tompos hegy, mely egyszersmind a gránit főtömege. E gránittömeget egy keskeny löszsáv ismét két részre osztja: magára a Tomposhegyre és a csalai felső malom és kőrakástól keletre levő kis gránitfoltra. 3. A Lápos völgytől Velence és Nadap községig és nagyjában a Nadap—Lovasberény közt levő országútig terjedő gránitterület, mely a Meleghegy környékét foglalja magában. Ez a gránitrészlet is lösztakarók révén a felszínen tagolt: déli része a Meleg-hegytől D-re egészen a Velencei-tóig terjedő nagy gránitfolt, északi része a szűzvári malomnál s a Vaskapuhegy nyugati részén kibukkanó két gránitfolt.

A Templomhegy s a tőle keletre levő kvarcitok — mint a későbbiekben látni fogjuk — szintén összefüngenek a gránittal. Ezeknek tárgyalását azonban ehelyütt, hol egyelőre csak magával a gránitmaggal akarunk foglalkozni, mellőzzük.

Megemlítem, hogy a gránitnak a felszíni szétoztlásáról nagyjában már INKEY is megemlékezik.<sup>1</sup>

Ha a gránitnak e felszíni, részben tektonikus vonalak, részben lösztakarók okozta, tagolódásától eltekintünk: maga a gránit egy eredetileg egységesen összefüggő tömegnek bizonyul. Ez a gránittömeg — épen a gránit struktúrája bizonyítja — természetesen nagy mélységben nagy nyomás és a magas hőmérsékletnek lassú csökkenése közben merevedett meg. E közben a magma, az őt körülvevő nála idősebb agyagpalás szedimentu-

<sup>1</sup> INKEY B.: I. c. p. 146.

mokat metamorfizálta. Későbbi tektonikus mozgások révén kerülhetett e gránittömeg később magasabb szintre, hol azután a denudáló erők munkája a kontaktus zónának túlnyomó részét elpusztította s magát a gránitot feltárta.

A kontaktus paláknak megmaradt foszlányai a legtöbb ponton a gránitra ráborulnak, úgy hogy nyilvánvaló, hogy a gránitmagma intruziójakor az őt körülvevő eredeti szedimentumot boltozatszerűen felemelte. A kontaktus-paláknak megmaradt kevés foszlánya azonban arra nézve nem világosít fel bennünket, hogy vajjon az eredeti szedimentum a gránittömeg alatt is megvan-e, vagy sem? Azaz más szóval, hogy batolit-, vagy lakkolit-részletnek tekintendő-e e gránit? Előzetes jelentésemben<sup>1</sup> lakkolitról szóltam, bár sem akkor, sem azóta erre nézve kézzel fogható adatokra nem bukkantam a feltárások alapján. A lakkolit mellett, vagy legalább is a kisebb dimenzió mellett szól az a körülmény, hogy a kontaktus zónának sztomolitszerűen metamorfizált része igen keskeny; továbbá, hogy a gránit — legalább is közel a kontaktussal érintkező részeiben — a porfirok kifejlődésre hajlik. Bár ez az utóbbi körülmény nem lehet e kérdésben teljesen döntő. A tény annyi, hogy szemmel látható módon a feltárások alapján el nem dönthető, hogy e gránit kétségtelenül lakkolit-részletnek vagy esetleg kisebb batolit-részletnek, azaz tömzs-részletnek tekintendő-e?

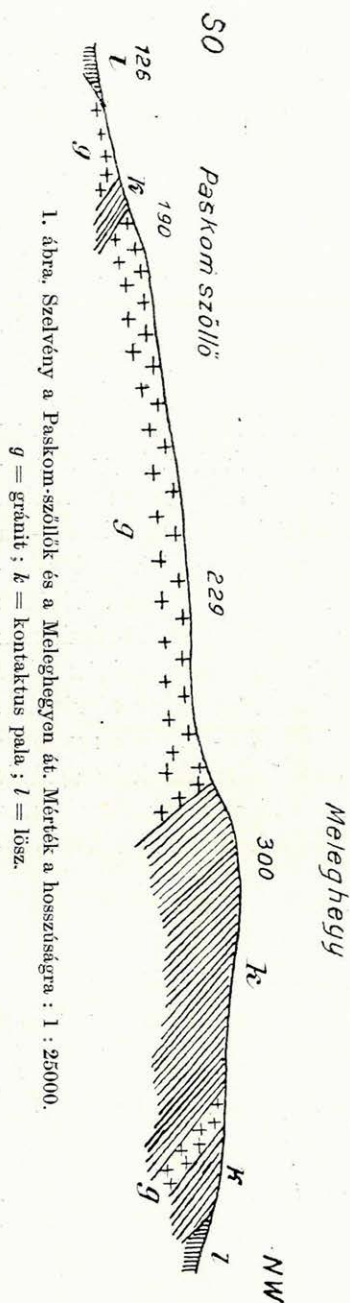
Akár batolit-részletnek, akár lakkolit-részletnek tekintjük e gránitot, az kétségtelen, hogy a gránittömeg szélén a *cédrusfa*-típus nyomai<sup>2</sup> felismerhetők; azaz helyenként a gránit testéből ujjszerűen hatolt be a gránit magmája az egykori szedimentum rétegei közé. Ezt bizonyítják a kontaktus zónának a Meleghegy északi oldalán levő feltárásai, továbbá a Paskom-szöllőben levő kis kontaktus pala foszlánya. Mind a két ponton a kontaktus palák nagyjában É felé dőlnek s közéjük a gránit behatolt rétegeikbe. E viszonyokat a mellékelt vázlatos szelvény tünteti fel leginkább (1. ábra). Feltehető, hogy ez a kifejlődés eredetileg sokkalta dominálőbb volt; ma már azonban az erősen denudált térszínen csak az említett nyomokban maradt meg.

Maga a gránit a felszínen többnyire erősen elmállott, úgy hogy sajátosságai csak az újabb feltárásokban tanulmányozhatók. Így friss állapotban van feltárva a székesfehérvári községi kőbányában a Szöllőhegyen a Szt.-Donát temploma alatt. Közép-öregszemű gránit ez, melynek elegyrészei: *rőzsaszínű ortoklász*, fehér *oligoklász*, barnásfekete *biotit* és *kvarc*. Ezekhez még *apatit*, *zirkon* és *magnetit* járul, az utóbbi rendszeren csak zárványként

<sup>1</sup> VENDL A.: Jelentés a Velencei hegységben végzett részletes földtani vizsgálatokról, M. kir. Földtani Intézet 1911. évi jelentése, p. 40—45.

<sup>2</sup> WOLFF F.: Der Vulkanismus, I. Bd., I. Hälfte, Stuttgart, 1913, p. 222.





1. ábra. Szelvény a Paskom-szöllők és a Meleghegyen át. Mérték a hosszúságra : 1 : 25000.

a biotitban. A kvarc mindig allotriomorf. A gránit szövete *hipidiomorf szemcsés*. Néha azonban az ortoklász tetemes nagysága révén kissé a porfirora emlékeztet a kőzet szövete. Másodlagosan képződött elegyrésznek kell, hogy tekintsük az *epidotot*, mely a földpátok átalakulásából képződött és a *piritet*, mely a kőzetet helyenként, főleg a hasadékok mentén valósággal infiltrálja. A mineralogiai és kémiai alkatánál fogva e gránit az alkálimeszgránitokhoz tartozik, mely — mivel primer eredetű muszkovitot nem tartalmaz — *biotitgránitnak* (gránititnak) bizonyul. Kémiai alkatát tekintve, legközelebb áll az *El Capitan, CAL.* és a *Woodstock My.* biotitgránitjához, miként ez a petrográfiai részből részletesebben kitűnik.

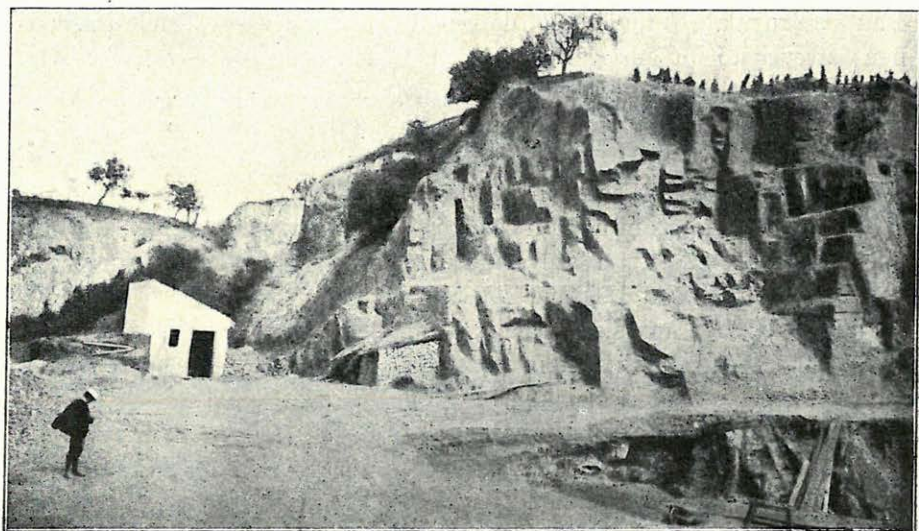
A Szt. Donát temploma alatt levő kőbánya egy régi városi térkép szerint már 1764-ben üzemben volt.<sup>1</sup> A bányát nem annyira maga a gránit miatt művelik, melyet csak kavicsolásra használnak fel, hanem a benne fellépő gránitporfir nyerése céljából. Az utóbbiról s a kőbánya szelvényéről még a gránitporfirok tárgyalásakor részletesen megemlékezünk. A gránit itt többé-kevésbé merőleges síkokkal határolt tömbökre oszlik szét a litoklászisok révén, melyek közül a nagyobbak nagyjában D felé dőlnek. Ez azonban nem állandó, így a bánya elején jól meg nem figyelhető egy állandó irány.

A Szöllő-hegynek a DNy-i végén levő «Rác» kőbányában feltárt gránit már közel se olyan üde, mint az előbb

<sup>1</sup> SCHAFARZIK FERENC.: A magyar korona országai területén létező kőbányák részletes ismertetése, Budapest, 1904, p. 97.

említett. Itt a gránit a litoklázisai révén rendszeren megglehetős nedves, biotitja részben kloritosan elváltozott, részben kifakult. Jól volt itt látható a kőbánya déli falán 1912-ben a gránitnak tömbökre való elválása (2. ábra).

A Szt. Donát temploma alatt feltárt gránithoz hasonló üde kifejlődésű a gránit a Tomposhegyen s Pákozd és a Világos-major között levő területen. Evvel teljesen megegyező gránitot fejtettek a Sukoró község és a Paskom szőlő közt DK felé húzódó árok K-i oldalán levő ú. n. «olasz» kőbányában is. E kőbánya csak ideiglenesen volt üzemben akkor, mikor a Budapest—fiumei vasútvonal építéséhez a vasúti átereszek



2. ábra. A székesfehérvári ráchégyi kőbánya déli oldalának gránitfala.

részére faragott köveket állítottak elő az itt feltárt gránitból. A sági pusztán mellett is hasonló minőségű gránitot fejtettek.

Különös figyelmet érdemel az olasz kőbányában a gránit miarolitos üregeiben ritkán található ibolyaszínű *fluorit*, melynek hexaederjei néha 4 mm nagyságot is elérnek. A fluoritnak fellépése kétségtelen bizonyítéka a gránit kialakulását kísérő *pneumatolitos folyamatoknak*, melyekről a későbbiekben még bőven lesz szó.

### Differenciálódás nyomai a gránitban.

Míg az eddig említett feltárások bizonyossága szerint e helyeken a gránit hipidiomorf szemcsés, másutt helyenként határozottan erősebben a porfirok struktúra felé hajlik szöveti kialakulása. Ez a jelenség főként



abban nyilvánul, hogy ortoklász és oligoklász egyének dominálóbbr kifejlődésben mintegy porfiros kiválásként fordulnak elő az ortoklász, oligoklász, kvarc, biotit elegyrészek apróbb egyénei között. Ez a nagyságbeli különbség azonban csak viszonylagos, mert a mintegy alapanyagnak megfelelő elegyrészek is néha 1 cm nagyságot is elérnek. Az ily kifejlődésű gránitban a bázisos alkotórészek jobban koncentrálnak, ami a biotit nagyobb mennyiségben való fellépésében nyilvánul. A nagyobb biotit tartalomnak a következménye, hogy a gránit itt valamivel sötétebb, szürkébb árnyalatú, mint az eddig említett esetekben. Ez a nagyobb bázicitás a kőzet kémiai összetételében is megnyilvánul; számolnunk kell azonban azzal, hogy ez csak kis árnyalatbeli különbség, de elég arra, hogy az OSANN-féle számokban észrevehető különbségeket okozzon, főként «s» és «f»-re vonatkozólag. A székesfehérvári Szt. Donát-templom alatt feltárt gránitra vonatkozólag:  $s = 79.29$ ,  $f = 5.6$ . A Sukoró községi legelőn Sukoró és Világos major közt levő erületen gyűjtött gránitra vonatkozólag pedig:  $s = 76.37$ ,  $f = 5.9$ . (V. ö. a petrografiai résszel.)

Itt tehát a gránitnak kiskokú differenciálódásával állunk szemközt, mely a szöveti kialakulásnak kis módosulásával járt karöltve. Ez a kiskokú differenciálódás a gránit tömegének a szélén, vagyis ott állott elő, hol a kontaktus palákkal érintkezhetett. A bázisos elegyrészek a szélén koncentrálnak s itt az eredeti szedimentum közelében a gyorsabb lehűlés folytán a szöveti kialakulás inkább a porfiros struktúra felé hajlott. Ha az említett sukorói legelőt vesszük tekintetbe, szembeötlő, hogy azt északról is, délkeletről is a kontaktus pala foszlányai veszik körül. Bár magáról a gránitról itt az erózió folytán lekopott a kontaktus burok, tekintve az említett kontaktus palafoszlányok közelségét, nyilvánvaló, hogy itt a gránit tömege nagy közelségben volt az eredeti agyagpalákhoz s itt végbe mehetett a kiskokú differenciálódás.

Hasonlók a viszonyok a Vaskapú hegy Ny-i oldalán, valamint az Antal forrásnál, a vadászkastélytól délre, kibukkanó gránitban, mely helyeken a gránit közvetlenül érintkezik a kontaktus palákkal. Itt azonban jó feltárások híján, csak igen mállott gránitot találunk a felszínen, melyből kémiai analízis révén konzekvenciát vonni nem lehet. Mineralógiai alkotás szempontjából azonban például a Vaskapú hegy Ny-i oldalánál levő Máriakút mellett előforduló gránitban elég jól észlelhető a viszonylag nagyobb biotittartalom s a porfiros kifejlődésre való hajlam.

A velencei szőlők gránitja szintén a kontaktus palák közvetlen közelében van feltárva. Itt azonban a gránit legnagyobbbrészt kaolinosan elválózott, biotitnélküli, úgy hogy ebből a szempontból mit sem mond.

A csalai malomnál és a szűzvári malomnál előforduló gránitfolt szintén a kontaktus palákkal érintkezik. Erősen mállott volta miatt a felszínen

csak helyenként észlelhető a nagyobb biotittartalom s a porfiroz szövet nyoma; kémiai elemzésre azonban ezek a gránit előfordulások nem nyújtanak elfogadható anyagot, mert éppen biotitjuk igen erősen mállott, többnyire csaknem teljesen elfakult.

\*

Meg kell még emlékeznem e helyütt is a gránitnak arról a módosulatról, mely Nadap és Velence környékén, továbbá a kvarcittelérek mentén fordul elő. E helyeken a gránit biotitnélküli, csak kvarcból és kaolimból, illetőleg kaolinosan elváltozott földpátból áll. Egészben tehát a gránit elkaolinosodott, amelynek részleteiről a posztvulkáni hatásokról szóló fejezet fog részletesebben szólni. Ugyanitt a gránitban kisebb-nagyobb fokú elkvarcosodás lép fel, szintén posztvulkáni hatások eredményeként.

### Exogén zárványok.

A gránitban itt-ott sötét, feketés színű, erősen biotitos exogén zárványok találhatók, melyek borsónyi, mogyorónyi, diónyi, ritkábban ökölnyi nagyságúak. Ily zárványok a Szt. Donát temploma alatt lévő feltárásból, a sukorói legelőről, az olasz kőbányából s a Sághei major környékéről kerültek elő. A gránittól mindig élesen elválnak, néha bizonyos mértékig szögletesnek látszanak. A petrográfiai vizsgálat alapján ezek a kontaktzónából a gránitba az intrúzió alkalmával beleszakadt darabok, melyeket a gránit erősen metamorfizált s egy részüket *sztomolitokká* alakította át. E zárványokat a gránit nem olvasztotta be magába, ami mellett bizonyít az a körülmény, hogy a gránittól élesen elkülönülnek s néha szögleteseknek látszanak. Hasonló viszonyokat észlelt GOLDSCHMIDT V. H.<sup>1</sup> a kristiániai kontaktus zónában. E zárványokon néha még az eredeti rétegzettség nyoma is megmaradt, ami főként a biotitok réteges elhelyeződésében nyilvánul meg.

E zárványok egy része csak a foltos paláknak megfelelő metamorfózist érte el. Ezek túlnyomó részben biotitból állanak, melyen kívül magnetit, kvarc és ritkán andezinszerű plagioklász tartalmaznak. Ez elegyrészekhez néha, mint a Sághei majornál talált zárványban még muszkovit járul igen alárendelten. A székesfehérvári kőbányában s a sukorói legelő gránitjából előkerült zárvány azonban teljesen sztomolitává alakult. Ezek elegyrészei: biotit, spinell, korund, magnetit, plagioklász (andezin), ortoklász, ritkán kvarc; ezenkívül a székesfehérvári kőbányában talált zárványban sillimanit is előfordul.

<sup>1</sup> GOLDSCHMIDT V. H.: Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet, Kristiania, 1911., p. 105—107.



ERDMANNSDÖRFFER<sup>1</sup> a gránitban zárványként fellépő sztomolit-kőzeteket mineralogiai alkatuk szempontjából a következő módon osztályozza:

Biotit	Kvarc	Kordierit	Andaluzit	(Földpát)	
Biotit	Kvarc	Kordierit		(Földpát)	
Biotit		Kordierit		Földpát	
Biotit		Kordierit	Andaluzit	Földpát	Spinell
Biotit			(Sillimanit)	Földpát	Spinell
Biotit			(Sillimanit)	Földpát	Spinell Korund

A zárójelben levő ásványok jelen lehetnek és hiányozhatnak is. A GOLDSCHMIDT V. M.-féle típusokkal szemben itt általában mészben szegényebb szedimentum metamorfozísáról volt szó.

E hat típus közül a Velencei hegység gránitjának sztomolitós zárványai a legutolsóval azonosak. Mint a Brocken gránitjában, úgy itt is bázisos agyagpalából alakultak ki e zárványok.

### A gránitterület felszíne, a gránit mállása.

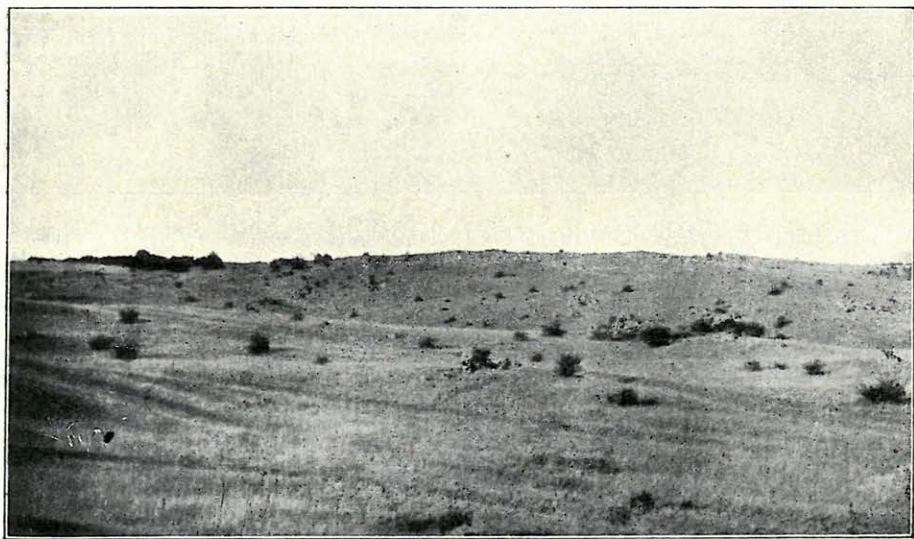
Ott, hol a gránitot nem fedi kultúrta, elég hatalmas tömbökben merednek ki sziklái helyenként s a vidék felszínének jellegzetes külsőt kölcsönöznek. E tömbök többé-kevésbé négyszögletesek, rendesen kissé lapos hasábalakúak, ritkábban majdnem kockaalakúak. Rendesen 1—3 m<sup>3</sup> nagyságúak, ritkábban jóval nagyobbak, egészen 5, sőt 6 m<sup>3</sup> nagyok. E tömbök megfigyelhetők a Világos-majortól közvetlenül keletre levő, dél felé húzódó árok keleti oldalán, a Somos erdő és az Öreg hegy között, továbbá főként az Öreghegy, Csöntérhegy és a Meleghegytől DNy-ra levő hosszú gránitporfir-telér közé eső területen. Ez utóbbi területnek e gránittömbök a maguk szürke kopaszságával érdekes és jellemző komor jelleget adnak (3. és 4. ábra).

Ehhez teljesen hasonló jelenség észlelhető — bár kisebb mértékben — helyenként a családi erdőben is, csak hogy itt a dús vegetáció miatt e tömbök kevésbé szembeszökők. Természetesen mindezek a helyeken e tömbök nem izoláltan állanak, hanem csoportosan egymáson, illetőleg egymás mellett. E tömbök kialakulása a gránit elválásával hozható kapcsolatba s arra mutat, hogy a gránit kisebb-nagyobb mértékben egymásra merőleges síkok mentén vált el az apróbb tömbökké.

<sup>1</sup> ERDMANNSDÖRFFER O. H.: Die Einschlüsse des Brockengranits, Jahrb. d. königl. Preussischen Geol. Landesanstalt, 4912, p. 311—380.



3. Gránittömbök a sukorói legelőn.

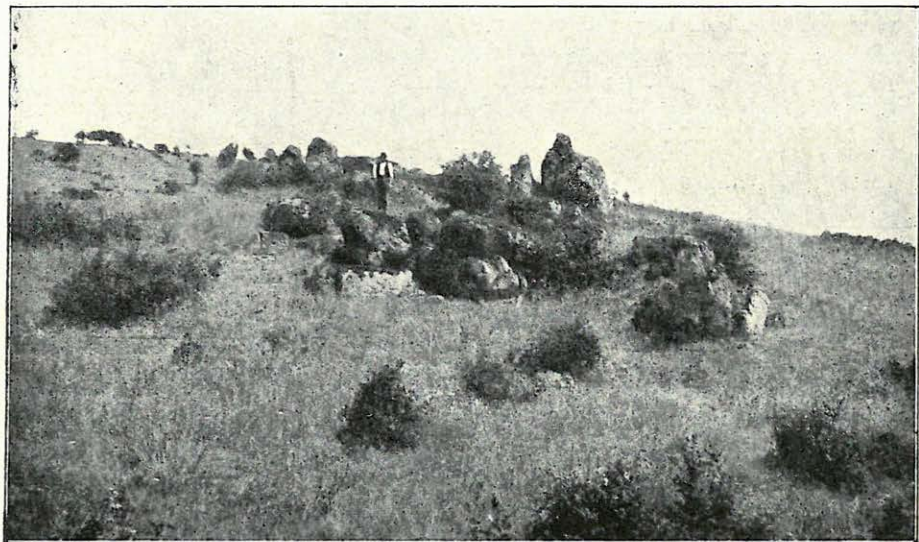


4. ábra. Az Öreghegy, Csöntérhegy és a Meleghegytől DNy-ra levő gránitporfir közt levő terület kiálló gránittömbökkel.



E tömböknek élei és csúcsai az atmoszferiliák hatása folytán kisebb nagyobb mértékben legömbölyödtek. Ott, hol az atmoszferiliák hatása elég erős volt, ez a legömbölyödés igen tekintélyes; így jöttek létre a gránitra általában jellemző g y a p j ú s z s á k - a l a k ú mállási formák. E «gyapjúsások» a Csöntérhegytől ÉNy-ra levő legelő keleti részén típusos alakjukban fordulnak elő (5., 6., 7. ábra).

Néha a felszíni mállás folytán ez a legömbölyödés még jobban kifejlődik s a tömbök majdnem teljesen gömbalakot öltenek. Szépen látható ez a felszíni mállás következtében előállt gömbalakú tömb a Nadapról Sukoróra vezető úttól délre, közvetlenül Sukoró község előtt (8. ábra).



5. ábra. Gyapjúsásak-alakú gránittömbök a Csöntérhegytől ÉNy-ra levő legelő keleti szélén.

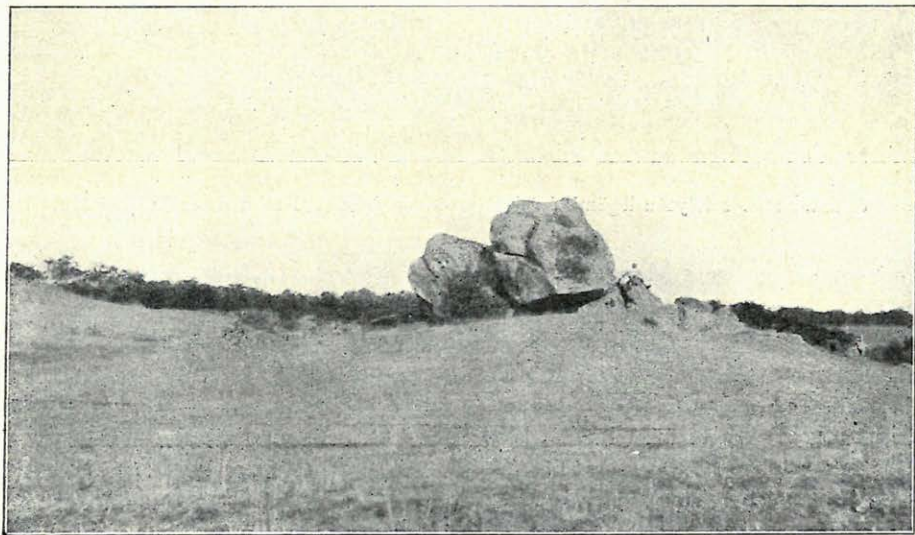
Hasonló legömbölyödött tömbök — többé-kevésbbé gömbalakokkal — a csalai erdőben is észlelhetők (9. ábra).

Miként az egyes gránittömbök lassanként legömbölyödtek, úgy maga a gránittömeg nagyban is, a mállási tényezők hatása alatt, — hacsak deflációs jelenségek szerepet nem játszanak — felületén lenyalt, lesimított, gömbös felületűvé válik. Innét ered azután az a sajátos morfológiai jelenség, hogy e gránitterület ott, hol a kimeredő tömbök már — részben a kultúra folytán is — elmállottak és hiányzanak: ott a gránit sajátos módon lenyalt, lesimított, többé-kevésbbé a gömbszerű felületre emlékeztető dombokat formál. Természetesen ez a jelenség csak ott fejlődhetett ki típusos formájában, hol





6. ábra. Gyapjúsásak-alakú gránittömbök a Csalai erdőben.

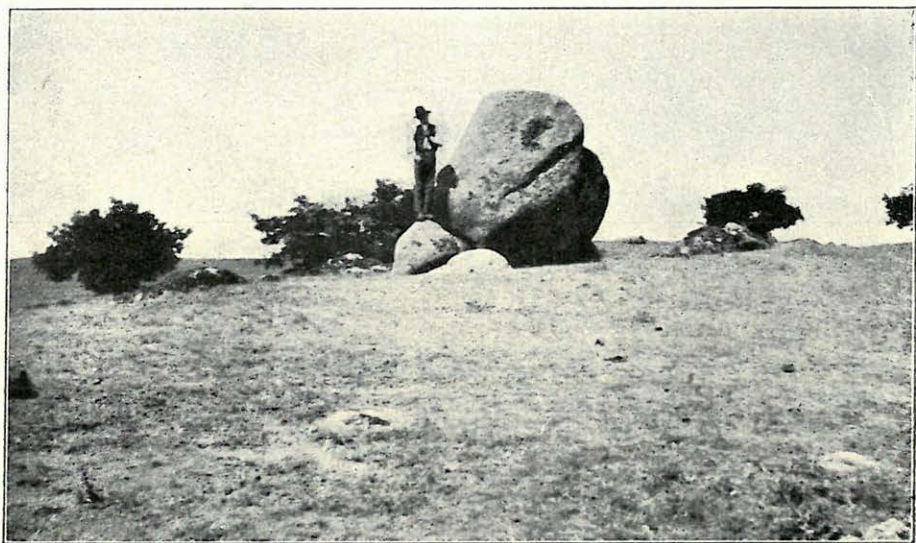


7. ábra. Gránittömbök a Sági-major nyugati szomszédságában.

a gránitot más, az atmoszferiliáknak jobban ellentálló kőzetek — főként telérek — nagy mértékben meg nem szaggatták. Mert ha ily telérek nagyobb dimenzióban fordulnak elő, akkor ezek mintegy tarajként kiállanak magából a gránitból.

Ezek a gömbösen lenyalt, lesimított dombok talán a legszembetűnőbbek a Nadap és Velence között levő területen, hol a telérszerű kőzetek aránylag csak kis dimenziójúak. (10. ábra.)

Területünk nyugati részén, — hol a gránitban már aránylag elég tekintélyes telérek fordulnak elő s viszonylag elég sűrűn — ez a jelenség



8. ábra. Mállás folytán legömbölyödött gránittömb Sukoró előtt az út D-i oldalán.

már nem érvényesülhet annyira. Itt már jórészen a telérek kialakulása szabta meg a térszín formáját, miként ezt még a következőkben, az illető geológiai képződmények tárgyalásakor látni fogjuk. Így például a Tompos-hegyen, a Kisfaludy-pusztá környékén, vagy a székesfehérvári szőlőkben e jelenséget hiába keressük, itt a sűrűn fellépő aplit-, gránitporfir- és kvarc-telérek erősen befolyásolták a térszín mai kialakulását is.

A hegység gránitja az atmoszferiliás hatásokra igen könnyen mállik. Elsőnek a biotit esik áldozatul, mely kloritossá válik, majd megfakul. Eközben már az összefüggő kőzet elegyrészei meglazulnak s végül a gránit darabokra hullik szét, mely állandóan pereg le a gránit tömbjeiről. A csapadékvizek hatása folytán a dara végeredményben homokká alakul, mely helyenként a lejtőkön elég nagy mennyiségben gyűlik össze az esővíz össze-



mosó hatása folytán, így különösen a pákozdi «Suhogó» szőlők környékén, hol a lefolyó esővíz helyenként egy-két méter mély árkokat váj ki néha e homokban.

### A kontakt zóna.

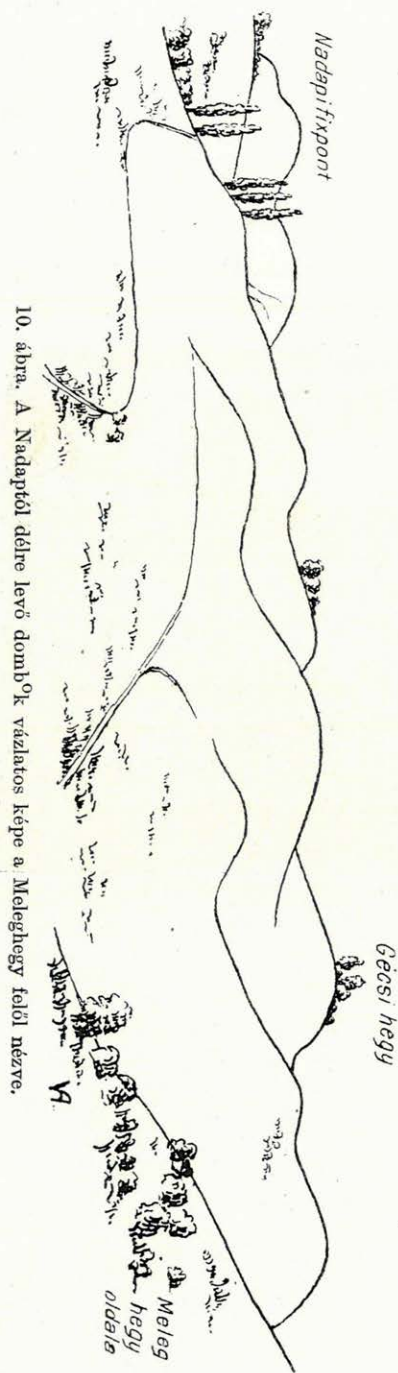
A sztratigrafiai sorrend alapján voltaképen az ide tartozó képződményekkel kellett volna a tárgyalást megkezdeni, mert ezek a gránitnál idősebbek. E képződmények a régebbi irodalomban fillitek, vagy egyszerűen csak palák néven vannak megemlítve. E kőzetek a gránitmag kialakulása-



9. ábra. Legömbölyödő félben levő gránittömb a Csalai-erdőben.

kor a gránit felszínét mindenütt beborították, ma már azonban csak egyes foszlányaik maradtak meg a gránit északi és keleti oldalán. E foszlányokból is megállapítható azonban az egykori szedimentum minősége és összetétele.

Össze-vissza csak a következő pontokon maradtak meg e szedimentum takaró foszlányai: a szűzvári malomnál, a csalai majornál a kőrakás körül, a Vargahegyen, a Vaskapuhegyen, a Meleghegy északi oldalán és a velencei szőlőkben a Velence-Nadap-i út nyugati oldalán, valamint a Paskom szőlőben. E feltárások bizonyossága szerint a kontakt zónát alkotó kőzetek a legtöbbszörre kitünően rétegzettek s bár lokálisan egész jelentéktelenül gyűrődtek — a gránitmagra ráborulnak. Így a szűzvári malomnál Ny felé, a csalai majornál ÉNy felé, a Meleghegy északi oldalán nagyjában É felé



10. ábra. A Nadaptól délre levő dombok vázlatos képe a Meleghegy felől nézve.

s a gránit keleti peremén a velencei szőlőkben nagyjában K felé dőlnek. Miként már a gránittal kapcsolatban láttuk, rétegeik közé itt-ott a gránitmagma behatolt.

Petrográfiai karak erüket tekintve, a gránit típusos kontaktus paláinak bizonyulnak, melyeknek eredeti, nem metamorfizált anyaga agyagpala volt. A kontaktus paláknak a legkülső alig, vagy egyáltalában nem metamorfizált zónája vagy egyáltalában nem volt meg, azaz a gránit az egész szedimentum rétegsort metamorfizálta, vagy pedig ez az igen kevésbé metamorfizált zóna a denudáló erők hatása folytán lekopott. Az utóbbi feltevés látszik a valószínűbbnek, amennyiben a ma meglevő kontaktus zóna maradványok igen vékonyak. A Meleghegy É-i oldalán, vagy a Vaskapuhegyen csak  $45^\circ$  dőlést véve alapul vastagságuk nem igen tesz ki többet 600 m-nél. Pedig e helyeken a legnagyobb dimenziójúak s a felszíni kiterjedés szerint az összes területet kontaktus paláknak vettem e számítás alapjául, holott valószínű, hogy alattuk bizonyos mélységig még gránit van kifejlődve, mint az Antalforrásnál, hol a gránit kibukkanik.

A kontaktus-paláknak legerősebben metamorfizált részlete csak egy ponton, a szűzvári malomtól D-re levő kis árokban van feltárva, hol a kőzet közvetlenül a grániton nyugszik. Itt az árok bal partján és részben a jobb partján is, valamint az árokban magában a kőzet sötétszürke színű,



tömött, helyenként teljesen rétegzettség nélkül, másutt még a rétegzettség nyomaival  $17^{\text{h}} 45^{\circ}$  felé. A kőzetet biotit, andaluzit, kvarc, muszkovit, magnetit, kevés kaolin, zirkon és turmalin alkotja. Struktúrája helyenként jellegzetes sztomolitstruktúra, úgy hogy ezek alapján a n d a l u z i t o s sztomolitszerű kőzetnek bizonyul. Nem nevezem itt határozottan sztomolitnak, mert helyenként a rétegződés még megmaradt és mert a típusos sztomolitstruktúra is itt-ott nem alakult ki. Egyes részletei azonban teljesen sztomolitos kifejlődésűek. A ritkán észlelhető turmalin nem a gránittal kapcsolatos pneumatolitos hatások terméke, mert turmalint a gránittal kapcsolatban sehol sem találtam. Hanem minden bizonnyal, már az eredeti agyagpalában előfordult. E kontaktus tehát nem tekinthető pneumatolitos kontaktusnak, hanem a h i d a t o t e r m i k u s (REINISCH),<sup>1</sup> vagy amint újabban WOLFF<sup>2</sup> nevezi, t e r m i k u s k o n t a k t m e t a m o r f ó z i s eredményének.

A sztomolitos képződés a kőzet molekuláris átalakulásán alapszik, mely szilárd állapotban történt. Az újonnan képződött, vagy a már meglevő elegyrészeknek a formája kristályosodó képességüktől függ. Amely elegyrésznek intenzívebb a kristályosodó ereje, az idiomorf formára tesz szert még pedig a szomszédos ásványok parciális föloldása révén. Az előállott strukturák ily módon valódi kristalloblasztosak BECKE értelmében. Ily módon állhat elő a rostaszerű (Sieb) struktúra. Ha pedig az egyes komponensek növekedési sebessége közel egyenlő, akkor a sejtes (Waben) struktúra fejlődik ki.

A kontakt hatások eredményeként képződött ásványtársaság arra vall, hogy itt a metamorfózis nem ért el oly nagy fokot, mint a GOLDSCHMIDT-től tanulmányozott területen. Ennek bizonyítékát abban a körülményben látom, hogy kálicsillám elég nagy mennyiségben lép fel, ami arra vall, hogy a termikus kontaktmetamorfózis nem volt elég intenzív ahhoz, hogy a csillámból káliföldpátot képezzen. Kordieritet se tudtam itt konstatálni, ha csak egyes muszkovitesomók nem eredetileg kordieritra vallanak (?). Tekintve azonban, hogy e kőzetek igen erősen biotitdúsak, valószínű, hogy az összes magnézium a biotitokban halmozódott fel.

Egyébként még akkor is, ha a metamorfózis sokkalta erősebb volt, mint a szűzvári malom árkanak feltárásában, nem képződtek azok az ásványok oly csoportosításban, mint a Kristiánia-i területen, miként ezt a gránitban fellépő exogén zárványok mutatták. Itt a Velencei-hegységben egészben véve egy m é s z b e n s z e g é n y, b á z i s o s a g y a g p a l á n a k a m e t a m o r f ó z i s a m e n t v é g b e.

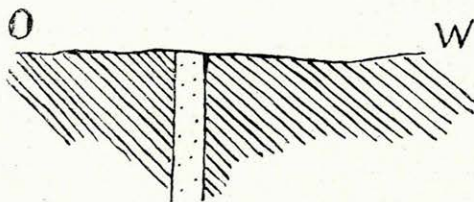
<sup>1</sup> REINISCH R.: Petrographisches Praktikum II. Tl., Berlin, 1912, p. 169—171.

<sup>2</sup> WOLFF: l. c. p. 240.

Ez az igen erősen metamorfizált sztomolitszerű, részben leptinolitos zóna a gránit körül keskeny, nem vastagabb 25—30 m-nél.

Ugyanebben az árokban, az árok balpartján egy diasiszt telérnek — aplitnak — közvetlen kontaktusa a kontakt palákkal van feltárva. Az aplit mintegy 1·5 m vastag telért képez, mely áttöri a kontaktus kőzetet. (11. ábra.) Az aplittal közvetlenül érintkező része a sztomolitszerű kőzetnek szintén igen erősen biotitos, andaluzitot az aplitnak közvetlen közelében nem tartalmaz.

Amint a gránithatártól távolodunk, a kontaktus kőzet fokozatosan erősebben rétegzett, selymes fényű felületű, itt-ott sötétebb csomós foltokkal, melyek helyenként sűrűn lépnek fel. Magánál a vasúti áteresznél közvetlenül a szűzvári malom mellett már ezt, az egészben véve makroszkóposan fillithez hasonló kőzetet találjuk feltárva. Dőlése itt átlag 16—18°



11. ábra. Az 1·5 m vastag aplittal áttörése a kontaktus palán.

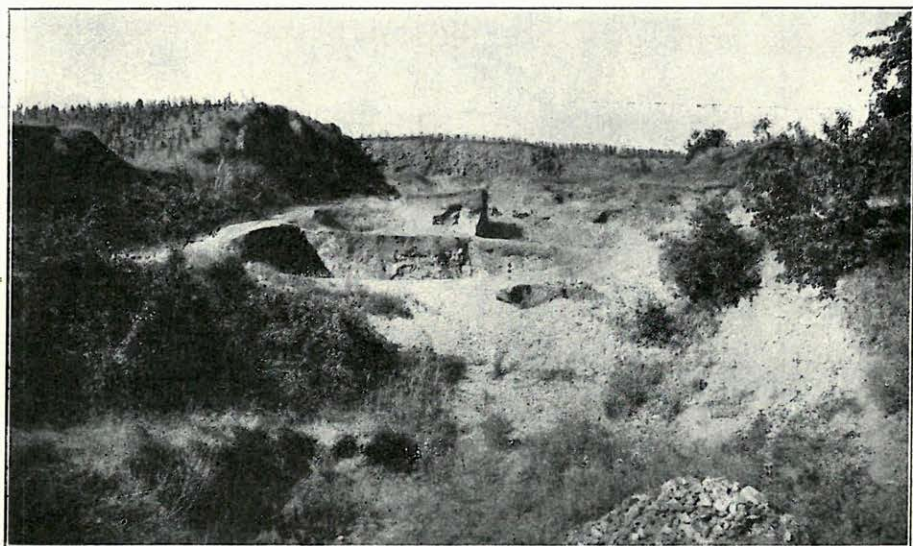
30—50°. Itt egyébként a kőzet meglehetősen elmállott s vörösbarna limonitos bomlási termékeket szolgáltat.

Sokkal üdébb kőzet áll szálban a Vaskapuhegyen s a Meleghegy északi oldalán. Az utóbbi helyen a gróf Cziráky-féle erdőben, a Lovasberényre vivő út nyugati oldalán időnként fejtik is a kőzetet útkavicsolásra és falazásokhoz. A Vaskapuhegyen s a Meleghegyen is ez a kontaktus kőzet főtömege selymesen fénylő, szürkésbarnás színű s ebben az egyenletesen szürkés-barnás főtömegében, mintegy alapanyagban, kisebb-nagyobb, egész 3—4 mm nagyságot elérő sötétebb csomók, foltok fordulnak elő. A mikroszkópi vizsgálat tanúsága szerint mind e helyeken a kőzet mint csomós (foltos) pala alakult ki, mely kitűnően rétegzett. A Vaskapuhegyen s a Meleghegyen a csomós palák átlag É felé dőlnek 45—60° alatt. Ebben a zónában tehát a termikus kontakt metamorfózis már sokkal kevésbé intenzív volt, mint a gránit közvetlen közelében.

Az a keskeny gránitapofízis, mely az Antal-forrásnál a csomós palák között a felszínre bukkanik, szintén nem idézett elő a kontakt zónában erősebb metamorfózist még közvetlen a szélén sem. Közvetlen e gránitbukkanás szomszédságában is a palák csak a csomós palák állapotáig alakultak át.



A velenicei szőlőkben fellépő kontaktuspala maradványok szintén az utóbbiakkal megegyező kifejlődésűek. A Meszlényi-féle szőlő fölött levő feltárásokban típusos csomós palát találunk, kitűnő rétegzettséggel, melynek dőlése  $3-6^h$   $45-60^\circ$ . A szőlőkbe vivő mély úton is hasonló a kőzet. A Spät dr. nyaralója mellett levő kőbányában ez a csomós pala makroszkóposan már kissé különbözni látszik az előbbiektől: itt ugyanis a csomók már jóval kisebbek és sűrűn lépnek fel, vagy pedig annyira egymásba olvadnak, hogy teljesen hiányzani látszanak. Ilyenkor a selymesen fénylő, muszkovitos kőzet fillites jellegre emlékeztet. A mikroszkópi



12. ábra. Kőfejtő Spät dr. nyaralója mellett a kontaktus palában.

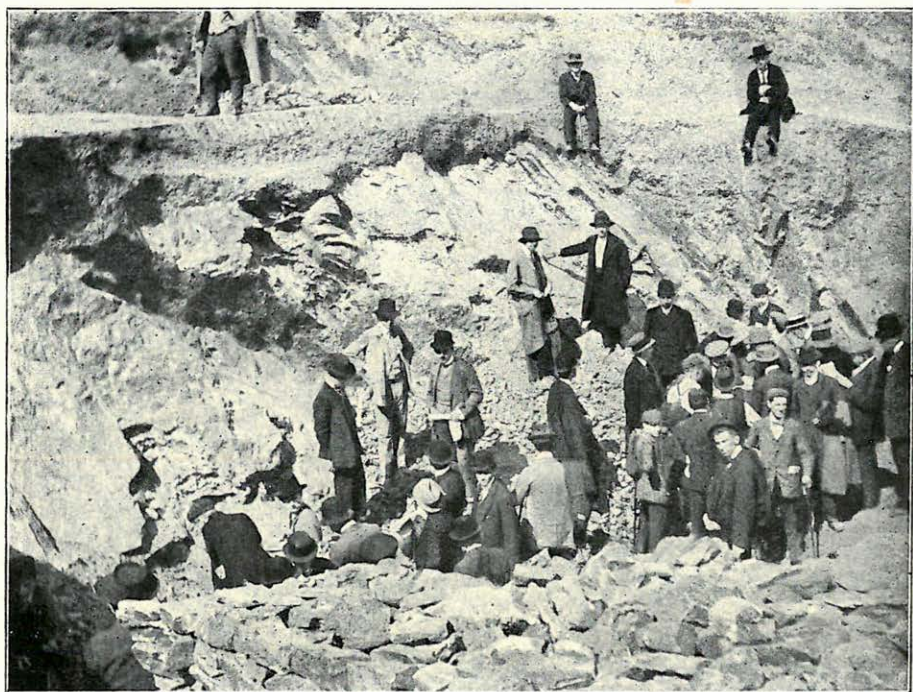
vizsgálat bizonyossága szerint azonban ez is csak csomós palának bizonyul. A kőzet réteglapjain gyakran limonitos-mangános bevonatok, ritkán apró kvarckristálykák fordulnak elő.

E kőbányában igen jól észlelhető a kőzet kitűnő rétegzettsége, melynél fogva néha még  $1\text{ m}^2$  nagyságú lapok is fejthetők belőle. (13. ábra.)

A csalai malomnál, a kőrákásnál feltárt kontaktus kőzet talán még tömöttebbnek látszik, mint a Spät-féle nyaraló mellett. Itt szürkés-barna, helyenként zöldes árnyalattal, makroszkóposan meglehetősen egyneműnek tűnik fel. A mikroszkópi vizsgálat szerint itt is csak csomós palával állunk szemközt, csak hogy a csomók annyira aprók és oly egyenletesen s tömötten szétosztottak, hogy első tekintetre a típusos csomós paláktól elütőnek látszik. A kőzet itt is kitűnően rétegzett. A völgy bal-



oldalán  $22^{\text{h}} 35' - 45^{\circ}$ , jobb oldalán  $22^{\text{h}} 20' - 30^{\circ}$  alatt dől. Itt újból ismétlődve látjuk azt a jelenséget, amit már a szűzvári malom mellett észleltünk, t. i. hogy vékony aplittelérek járnak át a palát. Ezek különösen a völgy bal oldalán lépnek fel nagyobb számban, amint a felszínen heverő darabjaik mutatják. Ezek az aplitok a porfírosan kifejlődött szövetű típusokhoz tartoznak. A telérek vastagsága — amennyire megbecsülhető volt — két méteren alul marad.



13. ábra. Részlet a kőbányából, nagy réteglapokkal.

A Vargahegyen levő szőlők talajából szintén a kontaktus-pala törmelékei kerülnek a felszínre szögletes darabokban. Ezek meglehetősen mállottak, selymes fényűek, üdőbb darabkákon azonban a csomós pala jelleg makroszkóposan is felismerhető. Szintén igen jól rétegzettek. Nagy ritkán bennük az andaluzit is felismerhető. Szálban álló kőzetet azonban itt a forgatott talaj miatt nem találni. Az andaluzit jelenléte arra vall, hogy itt a termikus kontaktmetamorfózis erősebb volt, mint a Vaskapuhegyen, Meleghegyen, a velencei szőlőkben s bár a sztomolitszerű kőzetek kialakítására nem volt elég intenzív, az andaluzit képződésére

azonban igen. Ez erősebb metamorfózisból következtethető, hogy itt a pala alatt a gránitnak igen közel kell lennie.

A kontakt zónában helyenként kvarcrétegek fordulnak elő. Ezek vagy fehérszínűek, vagy lidiai kőhöz hasonló kifejlődésűek. Ilyen fekete kvarcrétegek találhatók a szűzvári malom táján. A kvarcrétegek vastagsága egészen 30—40 cm-ig emelkedik. Amint ezeken helyenként megállapítható, ezek is kisebb-nagyobb mértékben a termikus metamorfózis révén átkristályosodáson mentek át. Az ily helyeken tehát már az eredeti agyagpalában megvoltak e kvarcdús rétegek.

Ezek szerint egészben véve a Velencei-hegységi gránit intruziójával karöltve járt az őt körülvevő mészbenszegegy s aránylag elég bázisos agyagpalának a termikus kontakt metamorfózisa. Ez a kontakt metamorfózis olyan kőzeteket eredményezett, melyek a mélységbeli kőzeteknek — nevezetesen főként a gránitnak — a kontaktusára jellemzők. Oly kőzetek ezek, mint aminők például a Barr-Andlau környéki, vagy a Monte Tibidado-i (Spanyolország) kontaktusban s egyebütt is a gránitoknak agyagpalával való kontaktusán előfordulnak. Ez a termikus kontakt metamorfózis a Velencei-hegységben csak mérsékelt intenzitású volt, vagy legalább is nem ért oly nagy fokot, mint az exogénzárványok esetében. Erre vall az a körülmény, hogy a sztomolitszerűen kifejlődött zóna aránylag igen keskeny és hogy benne az átkristályosodás — mely szilárd állapotban történt — nem érte el a legintenzívebb kontakt hatásokra jellemző fokot. Emellett bizonyít az a tény, hogy még az andaluzitos zónában sem alakultak ki földpátok.

Az Urhida mellett előforduló fillitek, fillites kvarcitpalák, a balatonfőkajári fillitek, a Szabadbattyán és Polgárdi között fellépő kristályos mészkő és valószínűleg a Balaton környéki mélyfúrásokból előkerült fillitszerű kőzetek is minden bizonnyal annak a gránitmagnak a metamorfózisa révén képződtek, melynek egyik részlete a Velencei-hegység gránitja. A Mecsek környékén kibukkanó gránit oly nagy hasonlóságot, illetőleg megegyezést mutat a Velencei-hegység kőzetével, hogy az ember hajlandó arra gondolni, hogy az Alföld medencéjének beszakadása előtt ez a két gránitterület egymással összefüggethetett (?)

A kontakt zóna geológiai korára vonatkozólag semmi határozatot nem mondhatunk, mert kővületek nem fordulnak elő benne.

KOVÁTS és JOKÉLY a Csúcsoshegy, Csekély-, Cseplek- és Meleghegy kvarcitjával együtt a devonba helyezte a kontaktus kőzeteket. HAUER karbonkorúaknak tartja őket. JOKÉLY a kvarcitot a fillit fölé helyezi; INKEY a fillitet tartja felsőbb csoportnak. Amint még a későbbiekben látni fogjuk,



a kvarcitnak, vagyis a «kvarcbreccsának» és «kvarkonglomerát»-nak a kontaktus zóna kőzeteihez semmi köze sincsen.

Viszont annyi bizonyos, hogy a balatonvidéki fillitek szoros kapcsolatban lehetnek a Velencei-hegység kontakt zónájával. Valószínű, hogy azonos üledékből ugyanaz a gránitintruzió hozta azokat is létre, melynek gránitja a Velencei-hegységben még ma is felszínen van s amely a Velencei-hegység kontaktusát kialakította.

Lóczy<sup>1</sup> szerint ezek a fillites kőzetek a régi paleozoós szisztémákba tartoznak és lehet, hogy még a legelső karbont is képviselik.

Itt volna helyén a gránit koráról szólni. Tekintve azt, hogy a gránit kialakulását követő porfiros kifejlődésű telérkőzetek görgetegjei a permii veres homokkő aljában előforduló konglomerátumban fellépnek,<sup>2</sup> a gránit a permnél idősebb kell, hogy legyen. Viszont fiatalabb természetesen, mint kontaktus takarója. Ha az utóbbi korára nézve elfogadjuk Lóczy nézetét, akkor azt mondhatjuk, hogy a gránit intruziója az alsó karbon és a perm között történt.

### Telérkőzetek.

A gránitmagma lassú kihűlése közben a gránittömegben hosszabb-rövidebb SW—NO irányú hasadékok keletkeztek, melyek az eredetileg egységes gránitot részekre tagolták. A gránitmagma ezekbe a hasadékokba behatolt s többé-kevésbé porfiros kifejlődéssel, mint gránitporfir merevedett meg. Majd az újonnan képződött hasadékokat a már igen erősen differenciálódott gránitos magma túlnyomó részben diasisztleukokrateléreik alakjában, igen alárendelten pedig diasisztmelanokrateléreik alakjában töltötte ki. Végül e hasadékoknak, egy része a magmának legutolsó, legsavanyúbb hasadási termékeivel injiciálódott, melyek úgyszólván kizárólag csak kovasavból állottak s ezek eredményezték a kvarteléreket. Az utóbbiaknak képződése már erős pneumatolitos posztvulkáni hatásokkal járt karöltve.

A hasadékoknak a fellépése és magmával való kitöltődése minden valószínűség szerint egyidejűleg és gyorsan történt meg. Emellett bizonyít az a körülmény, hogy egyes aplittelérek vastagsága nem több néhány centiméternél. Ily vékony teléreknak a képződése csak úgy érthető meg, ha a telérhasadékba mindjárt képződésekor a magma nagy intenzió-sebességgel hatolt be. Ellenkező esetben — még akkor is, ha a gránit nem is hűlt volna még ki teljesen — a vékony telér kis térfogatánál fogva az intrudáló magma erősen lehűlt volna és mozgékonyasága csökkent volna.

<sup>1</sup> Lóczy L.: l. c. p. 18.

<sup>2</sup> Lóczy L.: l. c. p. 17.

úgy hogy nem lett volna képes a keskeny hasadéokban oly magasra felhatolni.

Feltűnő, hogy e telérek mind SW—NO irányúak, tehát a Magyar Középhegység főtektonikai irányával párhuzamos csapásúak. Csak a terület K-i részén akadunk itt-ott ettől a fő iránytól eltérő vékony apliterekre, melyek görbült lefutásúak. A telérek a hegység Ny-i részében sokkal vastagabbak, mint a keleti részen, miként INKEY is említette.

Érdekes a gránitos magma diasizst teléreinek a megoszlása. Míg a diasizst leukokrattelérek, az aplitok, óriási számban lépnek fel a hegységben, úgy hogy vázlataimban közel kétszáz aplittelért jegyezhettem fel, addig a bázisos pólus felé való differenciálódás termékei úgyszólván elenyészők: összesen csak három melanokrattelért figyelhettem meg. Emlékeztetnek ezek a viszonyok a Déli Kárpátok ortogenetikus eredetű gnájszaira, melyeket az aplit- és pegmtait-telérek nagy számban járják át, míg a melanokrat-telérek vagy teljesen hiányzanak látszanak, vagy pedig igen nagy mértékben alárendelt szerepűek.

A diasizst leukokrattelérek között az aplitok a túlnyomók. Pegmatit csak igen alárendelten fejlődött ki, mindössze csak két ponton: a Mária-kút mellett levő árokban, s a Nadap előtt levő háromszögelési fix pont közelében észleltem őket. Az előbbi előfordulásban túlnyomók a rózsaszínű ortoklászok, csillám igen alárendelt, helyenként teljesen hiányzik. Az utóbbi pegmatitban a fehér ortoklász az uralkodó. Mind a két előfordulásban a pegmatit vékony, helyenként azonban 30—40 cm vastagságot is elérő csomókban telérszerűen kifejlődött, de a telérek lefutása szabálytalan, itt-ott az említett vastagabb csomókat alkotva.

Az aplitok a gránittól magától első tekintetre különböznek abban, hogy a savanyú elegyrészek koncentráálódtak bennük, míg melanokrat-elegyrészek vagy csak igen alárendelten lépnek fel bennük, vagy csaknem teljesen hiányzanak látszani. Egészben véve tehát igen savanyú kőzetek ezek, melyeknek magmája — ha csak ásványképzőkkel nincs telítve — igen nehezen folyós. Az a körülmény azonban, hogy az aplitok igen vékony, néha csak néhány cm vastagságú telérekben is előfordulnak, arra mutat, hogy az az igen savanyú magma mégis elég mozgékony volt; mert csak így érthető meg, hogy a roppant keskeny hasadékokban is kialakulhatott az aplit. Ennek előfeltétele pedig az, hogy a környező gránit még nem hűlt le teljesen és hogy ez az igen savanyú magma ásványképző ágensekkel erősen telített hidatopirogén olvadék volt. Miként már említettem, ez a hidatopirogén olvadék nemcsak genetikailag, de képződési idejének tekintetében is igen közel áll a gránithoz, mely a megmerevedő gránit összehúzódása folytán előállott hasadékokba és a gránit kontaktus zónájába is behatolt. Hol le-



hűlése elég lassú volt panidiomorf-szemcsésen alakult ki; ott pedig, hol már a környező gránit alacsonyabb temperaturájú volt, inkább porfíros szövettel merevedett meg.

A kvarctelérek anyaga, mint a gránitos magma legutolsó, legsavanyúbb hasadási terméke, még erősebben telített lehetett ásványképzőkkel, mint az aplitok. Hogy ez csakugyan így történt, bizonyítja a pneumatolitos eredetre valló *fluorit* fellépése a kvarctelérekben.

Ami a gránitporfirok és aplitok között levő korviszonyt illet, valószínű, hogy előbb a nem differenciálódott gránitporfirok alakultak ki s csak azután képződtek az aplitok. Ez az időbeli különbség azonban igen csekély lehetett.

A gránitporfirok és az aplitok a Velencei-hegységben mindenütt fellépnek, de a gránitporfirok kisebb számban jóval, mint az aplitok. A kvarctelérek a Tomposhegyre s a székesfehérvári Szőlőhegy környékére szorítkoznak. A vastagabb telérek általában vertikálisak.

### Gránitporfirok.

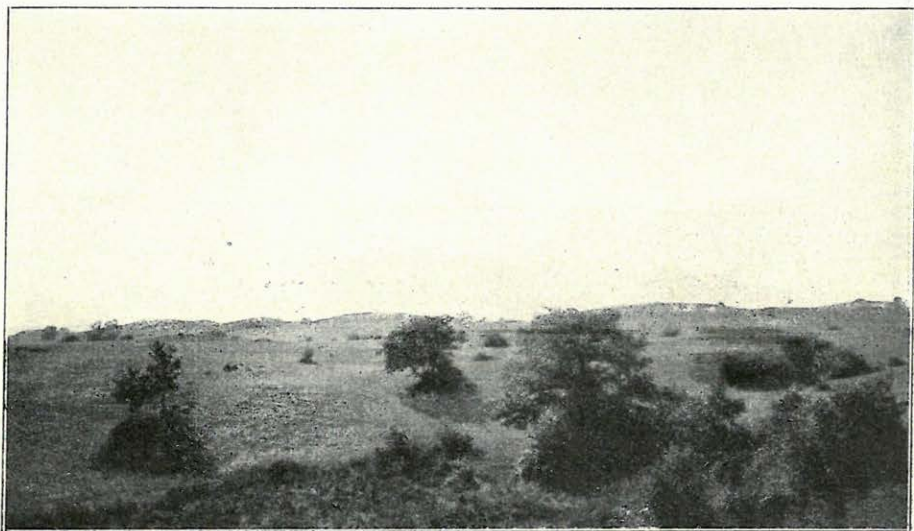
Már a morfológus szemének is feltűnik az a majd 1 km hosszú telér, mely a sukorói legelő északi szélén a Meleghegy csúcsától DNy-ra DNy-ÉK-i irányban húzódik a Világosmajor irányában. Ez mintegy tarajként emelkedik ki a gránitból egymáshoz csatlakozó dombok alakjában (14. ábra). E dombok eredetileg egységesen összefüggöttek, csak az eróziós és deflációs hatásokra, melyekről még külön szólunk, különültek el egymástól. E telér mintegy 12 m vastagságú, vöröses árnyalatú típusos porfíros szövetű gránitporfírból áll, melynek holokristályos alapanyagában a porfíros kiválások néha 3—4 cm nagyságot elérő vöröses ortoklászok, oligoklászok, dihexaederes kvarcok s alárendelten biotitok, mint lényeges elegyrészek. Ily üde állapotban azonban csak a vonulat legnyugatibb részén levő feltárásban tanulmányozható e kőzet, egyebütt a felszínen mindenütt zöldesen el van mállva a biotitok bomlása révén s végeredményben darává hullik szét, melyben a legömbölyödött dihexaederes kvarcok nagy mennyiségben fordulnak elő.

A telér kőzete kémiai szempontból igen közel áll magának a gránitnak az összetételéhez, ami azt bizonyítja, hogy a magma akkor, mikor e elér kialakult, még nem differenciálódott.

Petrográfiai szempontból ehhez hasonlóak azok a telérek, melyek a Csöntérhegy környékén fordulnak elő. Bár a porfíros jelleg már nem oly típusos, elmosódott s jobban a szemcsés felé hajlik a szövetük. Minthogy mély árkok szelik át e teléreket, összefüggésük nem annyira szembeszökő, mint az előző telér esetében. Itt négy telért választhattam ki.

A friss feltárásokban — melyek igen gyérek — az előbbi kőzethez hasonlóknak bizonyulnak, eltekintve az említett kis szöveti differenciától. A legészakibb telér kőzete azonban kissé elütni látszik, amennyiben alapanyaga jóval tömöttebb; sajnos erősen mállott volta miatt a petrografiai vizsgálatra alkalmatlan volt. E teléreknek a kőzete is zöldesen mállik s a felszínen többnyire csak e mállott tömbök figyelhetők meg. A Csöntérhegy csúcsán átvonuló telért azonban az egyik árokban időnként fejtik s itt aránylag elég üde kőzethez juthatni, melyen a gránitporfir jellege megállapítható.

A Meleghegy csúcsától DK-re, valamint a Paskomszőlőben fellépő gránitporfir, mely az utóbbi helyen a szőlők szélén csak apró, mállott dara-



14. ábra. A Meleghegy gerincétől közvetlenül D-re levő gránitporfir-telér dombjai a déli oldalról nézve.

bokban gyűjthető, az előbbinél jóval tömöttebb alapanyagú s csillámja kloritosan elbomlott. Valamikor e két ponton fejtették is e kőzeteket, ma már azonban csak heverő mállott darabjaik s a mállás folytán kihulló kvarcdihexaederes tűnnek szembe.

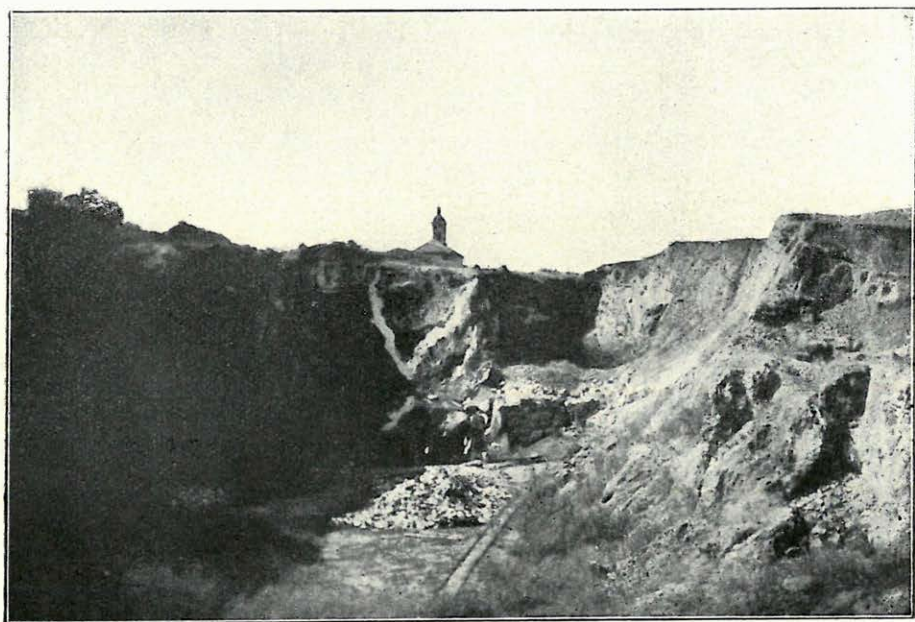
A székesfehérvári Szőlőhegyen, a Csúcsoshegytől közvetlenül északra feltárt vörös gránitporfir kőzettani szempontból megegyezik a legelsőnek említett telér kőzetével. E telér is eredetileg a gránitból taraj módjára állott ki. A kőzetnek azonban a felszínen levő részét kifejtették. A telér mintegy 12–13 m vastag s a padosan elváló kőzet fölitolklázisai nagyjában NW felé dőlnek.

A székesfehérvári Szőlőhegyen, a Szt. Donát tem-



ploma alatt levő gránitporfir-kőbánya képét a 15. ábra, szelvényét pedig a 16. ábra tünteti fel.

A mintegy 12 m vastagságú gránitporfir-telér magában a gránitban foglal helyet, északi és déli oldalán aplitok lépnek fel a gránitban. E telérek itt nem teljesen vertikálisak, hanem kissé DK felé dőlnek. E gránitporfir világosszürke színű; tömött alapanyagában a porfirosan kivált lényeges elegyrészek: ortoklász, oligoklász, dihexaederes kvarc és biotit. Helyenként e kőzetben mogorónyi-ökölnyi bázisos kiválások, azaz endogén zárványok fordulnak elő, melyek az ásványos elegyrészek szempont-



15. ábra. A székesfehérvári Szőlőhegyen, a Szt. Donát temploma alatt levő kőbánya.

jából teljesen megegyeznek a kőzet főtömegével, azzal a különbséggel azonban, hogy bennök a biotit jobban koncentráltabb. A telér közvetlen szélén észlelhető, hogy ott a kőzet kissé tömöttebbnek látszik (Salband), mint a telér közepén. Ez a különbség azonban — legalább az 1911. évi feltárás szerint — nem oly nagyfokú, mint INKEY<sup>1</sup> említi. Nem lehetetlen, hogy talán az akkori rosszabb feltárás miatt a vékony aplittelérek tűntek fel a telér «salbandja» gyanánt, amikor is természetesen igen nagy fokúnak tűnhetett fel a különbség.

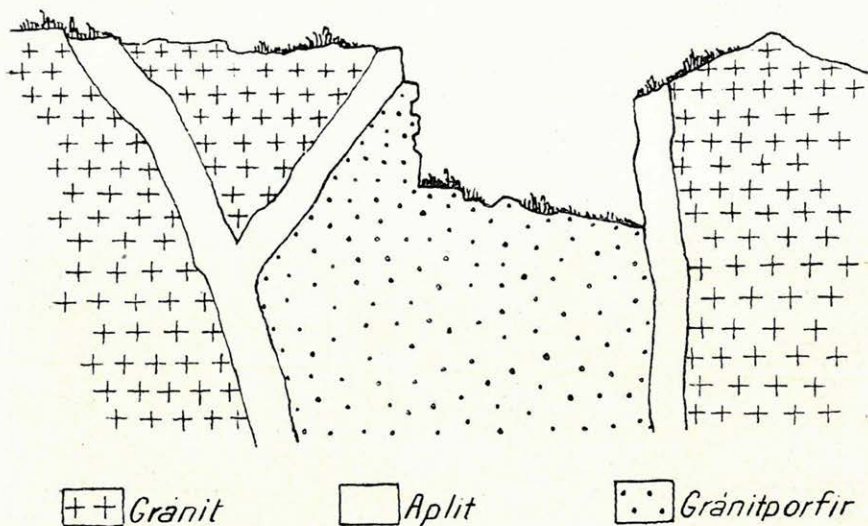
<sup>1</sup> INKEY B.: l. c.



E telér kialakulásakor a gránitmagma már bizonyos kis mértékben differenciálódhatott. Erre vall e kőzetnek magának a gránitnál kissé nagyobb aciditása. Míg ugyanis a gránitra vonatkozólag  $\langle s \rangle = 79.29$ , illetőleg  $76.37$ , addig e gránitporfirra vonatkozólag  $\langle s \rangle = 80.11$ . Ennek megfelelően a biotit is kevesebb e kőzetben, mint a gránitban. Úgy hogy ezek szerint ez a gránitporfir már kis mértékben átmenet az aplitok felé. A mikroszkópi vizsgálat alapján strukturabeli kialakulására való tekintetből s azért, mivel a differenciálódás még csak minimális, határozottan a gránitporfirok közé sorolandó.

SO

NW



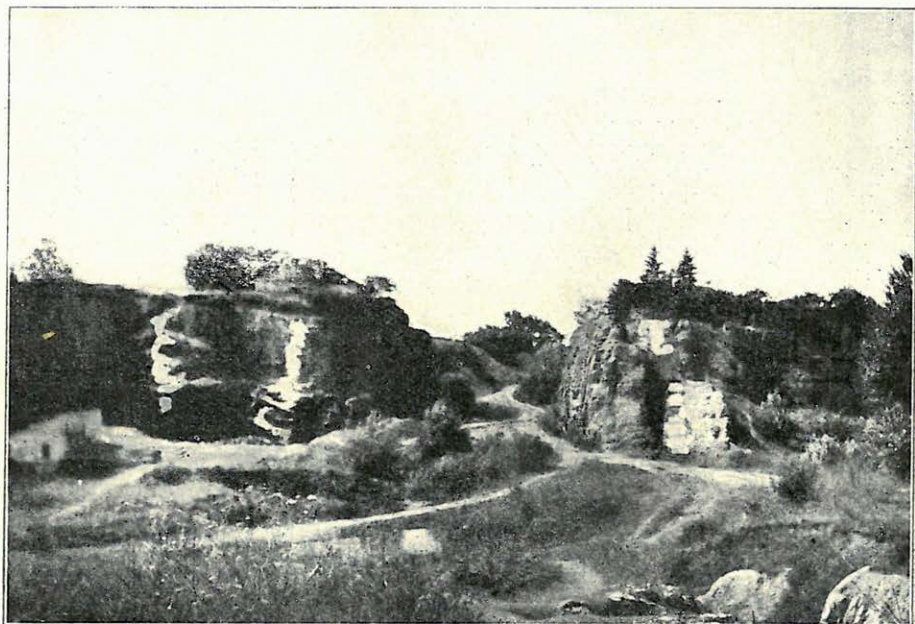
16. ábra. A székesfehérvári Szt. Donát-templom alatt levő kőbánya szelvénye.

E gránitporfirt Székesfehérvárott kockakövek alakjában mint jó minőségű anyagot utcakövezésre használják fel.

E telér közvetlen közelében, tőle északra, egy teljesen azonos kifejlődésű circa 10 m vastag telér fordul elő, melynek legnagyobb részét már kifejtették.

A Ráchegyen levő kőbányában az előbbi két gránitporfirhoz teljesen hasonló két telért fejtenek. Ezeknek csapása teljesen összevág a Szt. Donát templománál levő két telér csapásával; igen valószínű, hogy ezek össze is függnek egymással, bár a szőlőkben ez az összefüggés kétségtelenül meg nem állapítható. E két gránitporfirtelért azonban itt már javarészből kifejtették, amint a 17. ábra is mutatja. E képen a középtűl k bányászott rész az egykori gránitporfirnak a helye.

A T o m p o s h e g y keleti részén a Sárhegytől D-re fellépő gránitporfirtelérek, valamint a Ságipusztá környékének gránitporfirjai kifejlődésük szempontjából megegyeznek a székesfehérvári szőlőhegyi gránitporfirokkal. Gyakran elég tetemes hosszúságban nyomozhatók e telérek; így a Sárhegy 226 m pontján átvonuló telér jó egy km hosszúságú. A Ságipusztától DNy-ra levő telér szintén 1 km hosszúságban követhető. E telérek legtöbbszörében friss feltárások nincsenek. Régebben ezeket időközönként fejtették s a felszínen vörösen és zöldesen elmálló kvaredihéxae-



17. ábra. A székesfehérvári Ráchegyen levő kőbánya DNy-i része, három aplittelérrel.

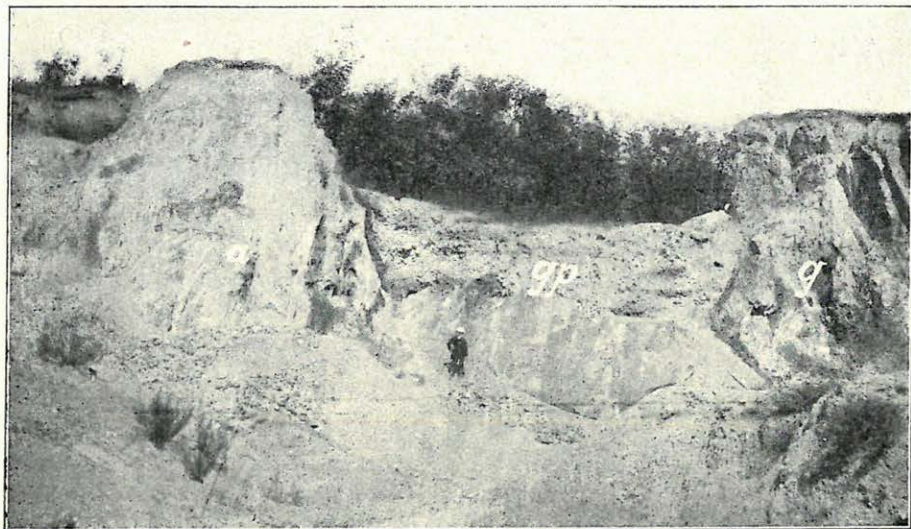
deres szürke kőzetük gyűjthető csak. Csak ritkábban lehet valamivel üdőbb kőzethez jutni s ekkor megállapítható, hogy petrografiai szempontból e telérek kőzete a Szt. Donát temploma alatt feltárt gránitporfirhoz igen hasonló, legfeljebb csak az alanyag kifejlődése tekintetében van itt-ott kisebb eltérés. E telérek átlagban 8–10 m vastagok. Anyaguk az atmoszferiáknak jobban ellentáll, mint maga a gránit. Vertikálisak.

A pákozdi K a r á c s o n y h e g y keleti részén levő gránitporfirok is az előbbiekhöz hasonlóak. A nyugati oldalán húzódó két telér kőzete azonban már a Csöntérhegy gránitporfirjához hasonlít, sőt a Karácsonyhegy tetején levő feltárásokban a kőzet alanyaga annyira durván szemcsés,



hogy a porfiros jelleg már nem annyira típusos, mint az eddig említett gránitporfirok esetében. Ezek tehát — akár csak a csöntérhegyi gránitporfirok — már átmenetek egyrészt a telérgránitok, másrészt az aplitok felé.

Igen tanulságos feltárást nyújtott az a kőbánya, mely a Karácsonyhegytől a Suhogószőlőig húzódó gránitporfir- és aplittelért tárja fel a Karácsonyhegy és a Suhogó között levő legelőn. Itt ugyanis 1911 nyarán igen jól volt megfigyelhető, hogy ez a circa 7 m vastag gránitporfir és a mellette levő aplittel közvetlenül érintkeznek egymással (18. ábra).



18. ábra. A Karácsonyhegy és a Suhogó között feltárt kőbánya.

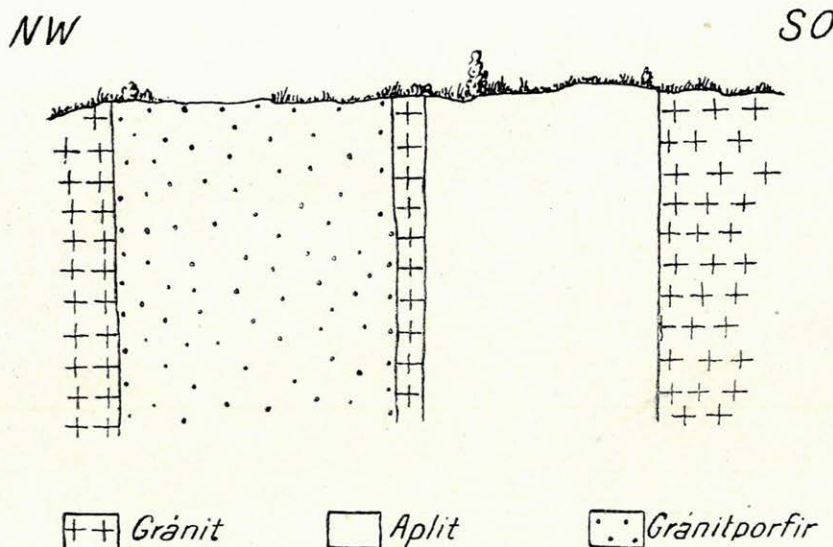
a = aplit ; gp = gránitporfir ; g = gránit.

A két telér érintkezésénél mindössze csak annyi volt konstatálható, hogy ott az aplit mintha valamicskével tömöttebb lett volna, mint egyebütt. Itt tehát egészben véve egy összetett telérrel állunk szemközt. A gránitporfir széle újból felszakadt s a már differenciálódott magma ide újból behatolt és mint aplit merevedett meg. Itt nem magában az eredeti telérhasadékban levő magmának ott a hasadékban való differenciálódása ment végbe — mint azt BÜCKING<sup>1</sup> észlelte Thüringiában — hanem két egymásután következő telérkitöltés. Kiviláglik ez abból, hogy a BÜCKING észlelte bázisos kőzetek a telér mindkét szélén itt hiányzanak; továbbá,

<sup>1</sup> BÜCKING H.: Mitteilungen über die Eruptivgesteine der Sektion Schmalkalden. Jahrb. d. kgl. Preuss. Landesanstalt f. 1887. S. 119—139.

hogy az aplit a gránitporfirral való érintkezésénél valamivel tömöttebbnek látszik, ami úgy érthető meg, ha az aplitos diasizst magma utólag hatolt be az újból felszakadt telérhasadékba. Ugyanezt látszik bizonyítani az a körülmény is, hogy néha az aplitot a gránitporfirtól igen vékony gránit-tömeg választja el, miként azt a Karácsonyhegy DK-i oldalán feltárt következő szelvény mutatja (19. ábra).

Itt a mintegy 7 m vastag gránitporfirtelért az 5 m vastag aplittól circa 20 cm vastag gránítsáv választja el. Ha ez a gránítsáv kimarad: létrejő az előbbi kettős telér.



19. ábra. A karácsonyhegyi kőbányákban levő kőbánya szelvénye.

Az aplit és gránitporfir között ez említetthez hasonló összefüggés észlelhető — bár kevésbé jól feltárva — a térképen kijelölt másik karácsonyhegyi telérpáron, továbbá a Sárhegy csúcsától D-re levő kőfejtőben, valamint a pákozdi zsellérek legelőjén levő összetett teléren is.

A Világosmajor és az Öreghegy között előforduló gránitporfirtelérek hasonlóak a székesfehérvári szőlőhegyen levő gránitporfirhoz. Az Öreghegytől északra levő telér egymáshoz csatlakozó dombok alakjában emelkedik ki a gránitból, hasonlóan a legelsőknek említett gránitporfirvonulathoz.

A gránitporfirok a gránitnál ellentállóbbak az atmoszferiliák hatásának. Innét érthető, hogy ott, hol mesterséges fejtés el nem távolította őket, a gránitból kiálló fal módjára, tarajszerűen emelkednek ki. Kőzetük meglehetősen szögletes tömbökben válik el; ugyancsak eléggé szögletesek



apró heverő darabjaik is. Az atmoszferiliák huzamos hatására azonban ezek a szögletes tömbök többé-kevésbbé legömbölyödnek, a gránitéhoz hasonló gyapjúság alakúakká válnak, sőt csaknem egészen gömbalakúvá lesznek (20. ábra). Ez a jelenség azonban nem oly gyakori, mint a grániton. Végeredményben az atmoszferiliák hatására a gránitporfir is darává hullik



20. ábra. Legömbölyödött gránitporfir-tömbök.

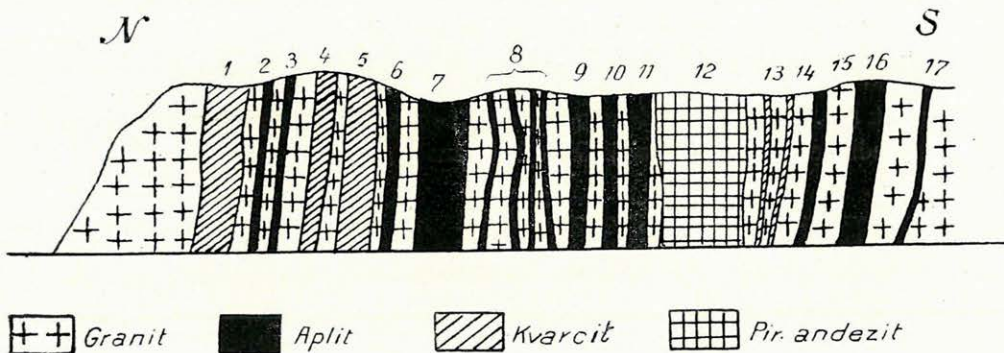
szét, melyben a kvare dihexaederes egyénei az egyedüli bizonyítékai az eredeti gránitporfirnak.

### Aplitok.

Az aplitok a Velencei hegység telérközetei között óriási túlsúlyban vannak. Miként említettem, mintegy 200 aplittelért rögzítettem vázlataimban, melyek közül a jelentékenyebbeket a térkép is feltűnteti. Kétségtelen azonban, hogy ennél még jóval több aplittelér szeli át a hegységet, melyeket részben az eredeti vegetáció, részben a kultúrta laj takar el. Vastagságuk a legkisebb dimenziótól egészen 10–12 m-ig váltakozik.

Az aplitoknak sűrű fellépési viszonyait s a hegység alkotásában való szerepüket talán legjobban a nadapi úton a háromszögelési fixpontnál feltárt szelvény világítja meg (21. ábra).

Itt északról dél felé haladva, a következő telérek lépnek fel a kissé



21. ábra. A nadapi háromszögelési fix-pontnál levő feltárás vázlatos szelvénye.

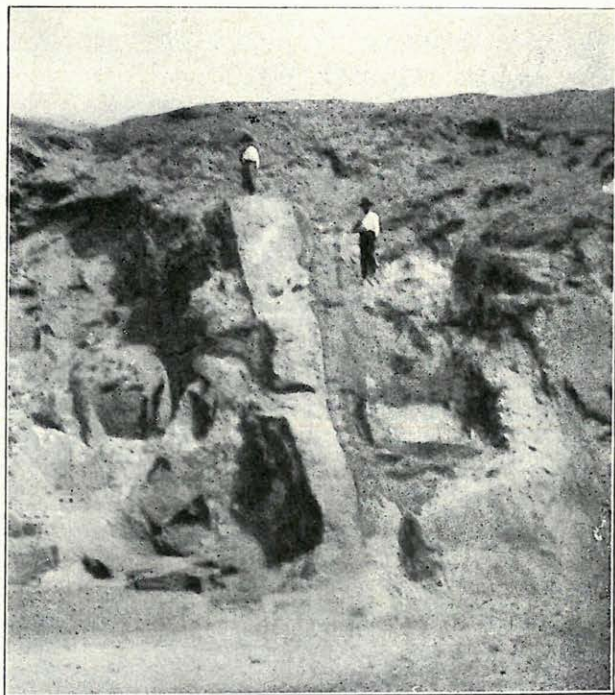
kloritosan elváltozott biotitot tartalmazó gránitban: 1. Mintegy 2—2·5 m vastag kvarcittelér itt-ott nagyobb kvarcegyénekekkel és kevés pirittel; közvetlenül e telér mellett a gránit földpátja igen erősen kaolinosodott s csillámot a gránit itt alig tartalmaz. 2. Cca. 40 cm vastag fehér, apró



22. ábra. Kvarcittelér a nadapi fix-pontnál levő feltárásban.



szemeséjű aplit. 3. Körülbelül az előbbivel egyező vastagságú rózsaszínű ortoklászt s kevés biotitot tartalmazó rózsaszínű aplit. 4. Mintegy 1 m vastag kvarcittelér. 5. 2 m vastag kvarcittelér, helyenként apró üregecskékkal, melyekben limonitos bekérgezés és kvarckristálykák fordulnak elő. 6. körülbelül  $\frac{1}{2}$  m vastag aplit, porfirosan kivált nagyobb kvarc- és ortoklászegyénekkel; alapanyaga holokristályos. 7. Összesen mintegy 3 m vastagságot kitevő aplittelér, melyet vékony gránit erecskék szaggatnak meg a szélein. 8. Több vékony, panidiomorf-szemesés szövetű aplittelér. 9. Cca.



23. ábra. Aplittelér a nadapi fix-pontnál levő feltárásban.

0.5 m. 10. 0.4 m vastag fehér aplittelér, panidiomorf szemcsésen kifejlődve. 11. 0.75 m vastag, panidiomorf szemcsés aplitből álló telér, melyben itt-ott porfirosan kiválva nagyobb kvaredihexaederek és fehér ortoklászok fordulnak elő. 12. Piroxénandezit kocsány, melynek szélei körül a gránit kaolinossnak látszik. 13. és 14. Kvarctelérekek. 15., 16., 17. Kevésbé jól feltárt panidiomorf szemcsés kifejlődésű aplitok.

A telérekek mind közel vertikálisak, illetőleg igen meredeken —  $85^\circ$  körül — kissé NNW felé dőlnek.

Már e szelvény is mutatja, hogy az aplitok helyenként mily sűrűn

lépnek fel a hegységben és hogy sokszor igen vékonyak. Jellemző e szelvény a Velencei hegység aplitjaira azért is, mert illusztrálja, hogy az aplitok mennyire változó petrográfiai jelleműek. Már e szelvényben is ugyanis panidiomorf szemcsés fehér színű, panidiomorf szemcsés rózsaszínű és végül kvarcot és ortoklászokat porfiros kiválások gyanánt tartalmazó aplitok lépnek fel. A 11. számú telér helyenként miarolitos üregecskéket tartalmaz, melyekben néha apró fennőtt kvarckristálykák fordulnak elő. E kvarckristályok szemmel látható módon bizonyítják, hogy ez aplitok magmája erősen telítve volt ásványképző gázokkal és gőzökkel s ezek hatására kép-



24 ábra. Aplittelér a Velencei szőlőkben feltárt gránitbányában.

ződtek a kvarc kristályai. Egészen analog folyamat volt ez a pegmatitokban előfordulni szokott druzák képződésével.

Nadap és Velence körül, tehát a hegység keleti részében az aplittelérek általában vékonyak, csak ritkán 5 m vastagok, mint a velencei szőlők keleti részében levő egy-két feltárásban látható. Többnyire azonban 5 m -nél kisebb vastagságúak, amint ez a velencei szőlőkben, a Székesvárra vivő országúttól É-ra levő kis kőfejtőben is látható (24. ábra).

A Nadap községi piroxénandezit kőfejtőtől NyDNY-ra az egyik csúcsra a Gécsi hegy közelében azonban egy circa 10 m vastag aplitkibukkanást észleltem; ennek kőzete erősen mállott s porfirosan kiválva kvarc és ortoklász egyéneket tartalmaz.

A Gécsi hegy DNY-i oldalán mintegy 4 m vastag aplittelér bukkanik

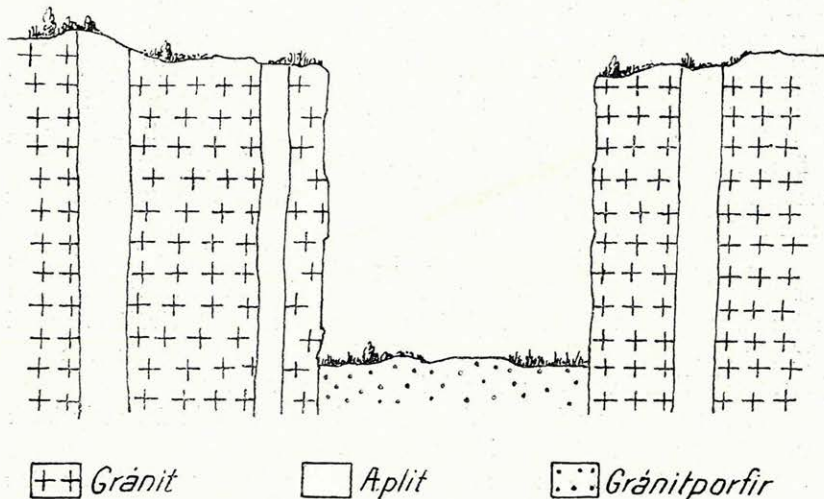


ki a szőlő talajából. Ennek, valamint a Velence és Nadap között előforduló aplitteléreknek kőzete többnyire panidiomorf szemcsés és fehér színű. Bár a Velencei szőlőkben porfirosan kifejlődött aplitok is megfigyelhetők. Néha az ortoklász rózsaszínű. Ezeket a tisztán petrográfiai részleteket a kőzet-leíró rész behatóbban tárgyalja.

Sukorótól D-re az Ördöghegyen s a tőle keletre levő kis gránitfolton fellépő aplittelérek általában vékonyak: csak legfeljebb 1 méter vastagok. Az Ördöghegy déli részén levő aplittélér csak mintegy 1 m vastag; kőzete fehér színű, kissé zöldes árnyalattal és rideg, kalapáccsal ráütve pattog.

SO

NW



25. ábra. A Ráchegeyen levő kőbánya szelvénye (a kőbánya Ny-i végén.)

Ez az aplít porfirosan kifejlődött szövetű, melynek tömött alapanyagában szabad szemmel apró kvarcokat és ortoklászokat figyelhetünk meg porfirok kiválások gyanánt. A 17. km-t jelző kőtől D-re levő kis gránitfolton fellépő aplittelérek is hasonló kifejlődésűek. Ezek közül a legdélibb aplittélér mintegy  $\frac{1}{2}$  m vastag. E telér szélén a kőzet még sokkalta tömöttebb alapanyagú, mint a telér közepén, ami a telér szélének gyors lehűlésére vall.

Ezek az igen tömött alapanyagú aplitok már az aplitok szélső képviselőinek tekintendők, melyek közel állanak a kvarcporfirokhoz.

A Sukoró és Pákozdi között levő Öreghegy közelében, tőle kissé DNy-ra előforduló, mintegy 3 m vastag aplittéléren is észlelhető, hogy kőzete a telér szélén jóval tömöttebb, mint a telér belsejében. Ez a kőzet is porfirok strukturájú.

A székesfehérvári szőlőhegyen, a Szt. Donát temploma alatt levő kőbányában két fehér aplittelér van feltárva (16. ábra). E telérek közül a déli, mely villaalakúlag elágazik, mintegy 1·5 m vastag, a másik 1·3 m vastag. A telérek szélein különös változás nem észlelhető. Mind a kettőnek kőzete fehér; a tömött alapanyagban makroszkóposan porfirosan kiválva kvarc, ortoklász, kevés oligoklász s ritkán pirit ismerhető fel. Az alapanyag kifejlődése tekintetében ez a kőzet is a kvarcporfirokra emlékeztet (v. ö. a petrográfiai résszel). A telérek meglehetősen vertikálisak az elágazó részt kivéve.

A Ráchegyen levő kőbánya vázlatos szelvényét a 25. ábra tünteti fel. A szelvény közepéről a gránitporfirt a feltárt mélységig már kifejtették. Tőle jobbra, azaz ÉNy-ra egy circa 1 m vastag, balra, azaz DK-re pedig egy 0·75 m-es s egy 1·30 m vastag aplittelér járja át a gránitot. Ezek az aplittelérek vertikális helyzetűek, amint a fotografia is mutatja (17. ábra). Petrográfiai minőségük szempontjából e telérek kőzete megegyezik a Szt. Donát templománál fellelő említett aplitokkal. Nem lehetetlen, hogy — miként a két kőbánya gránitporfirja — ezek az aplitok is összefüggésben vannak a Szt. Donát temploma alatt feltárt aplitokkal s egyszerűen csak azok folytatásainak tekinthetők.

A székesfehérvári szőlőhegyen az országúttól északra mintegy 12 m vastag aplittelér fordul elő, melyet régebben szintén fejtettek; ma már a kőbányát nem művelik. Az aplit itt meglehetősen pados elválású, padjai NyÉNy felé dőlnek. Maga a telér DK felé dőlést mutat, tehát nem teljesen vertikális helyzetű. Ez az aplit is porfiros szövetű.

A Tomposhegyet is sűrűn fellelő aplittelérek szelik át, melyeknek vastagsága gyakran a 10 m-t is meghaladja.

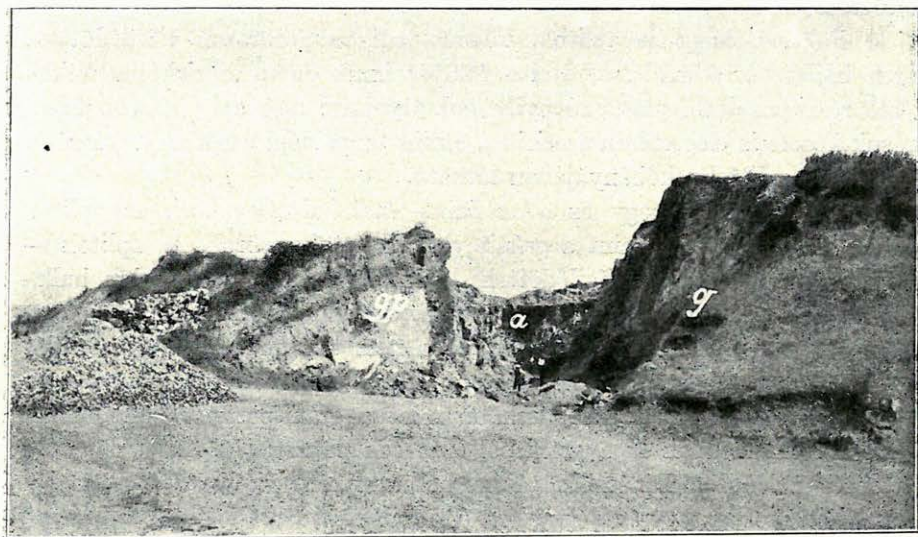
Pákozd község ÉK-i végén, a Belső szőlők szélén egy cca. 10 m vastag aplittelér van feltárva, melyet régebben fejtettek is. Ennek kőzete is porfiros szövetű. Ettől ÉNy-ra egy kőfejtésben a Belső szőlők legelőjén, a Sárhegy csúcsától D-re mintegy 10—12 m vastag aplitot fejtenek. Ez a telér innét DNy felé egészen a községig nyomozható. Ez az aplit fehéres rózsaszínű, melynek tömött alapanyagában porfirosan kivált ortoklász, oligoklász, kvarc és ritkán biotit ismerhető fel. E telér mellett közvetlenül, tőle ÉNy-ra vele teljesen párhuzamosan lép fel az a gránitporfirtelér, melyről fentebb a gránitporfiroknál már szó esett. Ezek tehát egy telérpárt alkotnak s mint említettük, a magmának kétszeri feltolulásán alapulnak (26. ábra).

Pákozdtól ÉNy-ra, a zsellérek legelőjén, a 249 m-es kúpon áthaladó aplittelér mintegy 6 m vastag; kőzete porfiros kifejlődésű. Elválási lapjai s így padjai nagyjában NW felé dőlnek. A Tomposhegy 242 m kúpján átmenő, valamint az itt előforduló többi aplittelér is általában porfiros szövetű kőzetből áll. Vastagságuk 2—6 m között váltakozik. Különös megjegyezni való nincs róluk.



A Kisfaludy felső majortól ÉNy-ra levő legutolsó aplittelér mintegy 5 m vastag, padjai közel WNW felé dőlnek. Kőzete tömött alapanyagú, fehéres-sárga színű, szembeszökő kvarc és földpát porfiros kiválásokkal. Közvetlen a kanászház táján egy 6—8 m vastag aplittelér lép fel. Ezekon kívül itt a kanászház táján még néhány jelentéktlenebb telér volt kiválasztatható.

A Székesfehérvárra vivő országút déli oldalán, a Csúcsoshegytől D-re levő Székesfehérvár községi kőbányákban panidiomorf szemcsés, rózsaszínű aplít van feltárva, mely részben biotitos, részben biojittól mentes.



26. ábra. A Sárhegy-csúcsától D-re, a Belső szőlők legelőjén feltárt kőbánya.

$a$  = aplít,  $gp$  = gránitporfir,  $g$  = gránit.

Ezeknek az aplítfeltárásoknak telérszerű kifejlődését nem sikerült megállapítanom. Igen valószínűnek tartom, hogy itt nem is teléres kőzettel állunk szemközt, hanem hogy ez az aplít a gránitos magma diasziszt szélső fáciesének, szélső zónájának felel meg.

Az aplittelérek nemcsak a gránit tömegén belül fordulnak elő, hanem — miként már említettem — a kontaktus palákba is belerajzottak. A csalai malomnál, a kőrakás táján porfiros szövetű apliterek járnak a kontaktus palát; a rossz feltárások miatt azonban csak mállott fehéres-sárga színű darabjaik gyűjthetők a felszínen, melyeken makroszkoposan tömött alapanyag s porfirosan kiválva kvarc, ortoklász s plagioklász (oligoklász) ismerhető fel. Sokkal tanulságosabb ezeknél a szűzvári malomtól D-re levő árok-

mint az aplitok. Így tehát még inkább alkalmasak arra, hogy a gránitból tarajként kiemelkedjenek. Jól észlelhető ez a jelenség a Tomposhegyen előforduló kvarcteléreken.

### **Diasiszt lamprofir telérek.**

Miként említettük a melanokrát diasiszt telérek igen alárendelt szerepűek a Velencei hegységben az aplitokkal szemben. Mindössze csak három melanokrát telért sikerült találnom. Két telér a Tomposhegy keleti részén, a Sárhegy csúcsától DK-re, Pákozdtól ÉK-re fordul elő a legelő s az erdő szélén a szállókba vivő út mentén. Ezek közül a déli telér mintegy 80 cm, az északi mintegy 40 cm vastag. E két telér egymáshoz közel lép fel, csak circa 2 m vastagságban választja el őket egymástól a gránit. A vastagabbnak a kőzete jóval üdőbb, mint a vékonyabbé.

Kőzetük biotit, amfibol, ortoklász, oligoklász-andesin és kvarcot tartalmaz lényeges elegyrészek gyanánt. A kvarc főként a telérek szélein, illetőleg a telérek széleihez közel lép fel és minden bizonnyal mechanikusan ragadta magával a telér magmája a gránitból. Ezt látszik bizonyítani az a körülmény, hogy itt a telér szélein a kvarc szemek jóval nagyobbak, mint a többi elegyrész és hogy néha amfibolból álló koszorúval körülvettek. A kőzet szövete panidiomorf szemcsés átmenettel a hipidiomorfba. Egészben véve tehát e telérek kőzete kvarctartalmú kerzantit.

E két telérhez hasonló petrografiai kifejlődésű az a harmadik telér, mely a csalai erdő keleti szélén, a legelő nyugati határán fordul elő. Ez a telér rosszul feltárt; s petrografiai szempontból szintén kerzantitból áll, de meglehetősen mállott.

Mint hogy e telérek igen alárendeltek s csak a terület részletes megfigyelésekor ötlenek szembe, érthető, hogy a régebbi megfigyelők egyáltalában nem emlékeztek meg róluk.

E telérek eddig a Velencei hegységben ismeretlenek voltak, aminek oka jó részben abban keresendő, hogy jelentéktelenek és hogy rosszul feltártak.

### **Andezitok.**

A gránit telérközeteinek kialakulása után sokáig szüneteltek a vulkáni működések. Csak később — a többi magyar analogia alapján minden valószínűség szerint a mediterránban — volt a Velenceihegység ismét intenzív vulkáni működések színtere, mikor a hegység keleti részében és részben a déli szegélyén *andezitok* jutottak a felszínre.

Azok a mélyreható hasadékok, melyeken át az andezitok a felszínre hatoltak, részben — a hegység déli részében — DNy—ÉK-i irányban csatla-



koznak egymáshoz, részben — Nadap környékén — ÉNy—DK-i irányban. Az első csoportba tartozik a Sukoró községtől délre, közvetlenül a Székesfehérvári országút északi oldalán levő andezit, továbbá a sukorói vendégfogadótól közvetlenül északra előforduló s a Jánosmajortól ÉK-re az országúton levő andezitfeltárás. A Nadap községi piroxénandezit-kőbánya, a nadapi háromszögelési fixpontnál levő kis andezitkocsány, valamint a Lovasberényre vivő úton a gróf Cziráky-féle kőbányában feltárt amfibolandezit egy ÉNy—DK-i irányú vonallal köthető össze. Evvel a tektonikai iránnyal párhuzamosak a később leírandó kvarcittelek is. E két vonalon belül előforduló andezitek, nevezetesen: a Nadapról Sukoróra vivő út északnyugati oldalánál levő biotit-amfibolandezit, a sukorói szőlők keleti szélé mellett a legelőn előforduló augit-amfibolandezit és a Meleghegy csúcsától közvetlenül délkeletre levő amfibolandezit ilyenféle vonalakkal nehezen hozható kapcsolatba.

Az összes andezitelőfordulások csak az egykori vulkáni csatornák maradványai. Kétségtelenül ezek valamikor magasabbra felnyúltak s a megfelelő effuzív formáik is megvoltak. Ma már azonban csak az egykori kocsányok maradtak meg. Még a Sukoró községtől délre, az országút mellett levő, a térszínből mintegy karfiolszerűen kiálló amfibolandezitkúp sem látatakaró részlet, amely pedig első tekintetre annak látszik, hanem csak szintén kocsány-részlet (27. ábra). Minthogy a vulkáni csatornáknak ma már csak ezek a mélyenfekvő részei vannak meg, érthető, hogy néha az andezitok szöveti kialakulása dioritporfirites jellegű bizonyos fokig. Így a Cziráky-féle kőbánya amfibolandezitja, valamint a Nadap községi kőbánya piroxénandezitja a dioritporfirites szövetű kifejlődéshez közel áll.

Megemlítem azt is, hogy andezittufát a hegységben nem találtam. Hogy egyáltalában volt-e hamúszórás, vagy pedig csak az esetleg bokkaszerű nyílásokon át kis lávakiömlések történtek, ezek oly kérdések, melyekre a mai mélyen leszállított térszín nem nyújt felvilágosítást.

Az andezitkocsányok általában kis átmérőjűek. Így a Cziráky-féle kőbánya amfibolandezitja mintegy 150 m hosszú és 50—60 m széles lehet. A Nadapról Sukoróra vivő út északi oldalán előforduló biotit-amfibol is meglehetősen nagy folton volt kijelölhető. A többiek általában ennél jóval kisebb dimenziójúak, miként a térkép is mutatja.

Az andezitok közül csak három van jól feltárva: a gróf Cziráky-féle kőbánya andezitja, melyet időszakonként ma is fejtenek. Itt az andezit néha  $\frac{1}{2}$ , sőt 1 m vastag tömbökben is kifejtethető. Fő elválási lapjai nagyjában K-felé dőlnek. A Nadap községi kőbánya piroxénandezitját kockaköveknek s útkavicsolási célokra fejtik. E piroxénandezitban gyakran gránitzárványok fordulnak elő. A Sukorótól D-re, az országút mellett levő amfibolandezitet régebben fejtették, ma a kőbánya szünetel. A többi

Ott, hol ezek az intenzív hatások magát az andezitot érintették, közvetlenül az andezitban felismerhetők a protopneumatolitos ásványok. Ez elnevezést KOENIGSBERGER J. értelmében használok.<sup>1</sup>

Közvetlenül feltárja ezeket a protopneumatolitos ásványokat a Nadap és Velence között levő, Nadap községhez tartozó piroxénandezit.

Maga az üde piroxénandezit tömött, kékes-szürkészínű. A repedések, hasadékok mentén azonban itt-ott kifakult, világosabb, sárgás vagy zöldes színű. Különösen a kőfejtőnek déli oldalán, a bejáratától balra, észlelhető már szabad szemmel is, hogy itt a hasadékok mentén a kőzet színe elváltozott. Ez az elváltozás helyenként csak vékony, néha csak 1—2 cm vastagságra terjed ki; másutt azonban tetemesebb, 1 m vastagságot is elér. E helyeken a kőzet elegyrészei másodlagosan elváltoztak. Az augitok itt részben kloritosan, részben — bizonyos fókig az uralitosdásra emlékeztetve — finoman rostos amfibolszálakra elváltoztak. A kloritosodás azonban erősebb volt, mint az utóbb említett átalakulás. Ugyanitt a plagioklászok is jó részben szétbomlottak, részben kalcitká és kvarccá, részben epidotká. Ez az egész átváltozás tehát bizonyos mértékben zöldkövesedésnek tekintendő.

Az epidot néha apró üregecskében fennőttén is előfordul s HUNEK EMIL kristálytanilag közelebről le is írta.<sup>2</sup>

Ugyancsak ez elváltozott kőzetben elég nagy mennyiségben található a pirit apró, — néha 3 mm nagyságot is elérő — pentagondodekaiderekben. Helyenként e kifakult kőzet sűrűn tele van hintve pirit-kristálykákkal. A pirittek többnyire üdék, néha azonban részben, vagy teljesen limonittá alakultak.

A piriten kívül itt-ott még fluorit és igen ritkán hematit is észlelhető. A fluorit apró ibolyaszínű oktaederekben, a hematit vékony, a bázis szerint táblás kristálykáiban. Az utóbbit kristálytanilag HUNEK vizsgálta. E két utóbbi ásvány tipusos posztvulkáni eredetű.

Magukban a kőzet hasadékaiban is kialakultak a protopneumatolitos ásványok. Ezek a viszonyok igen jól voltak tanulmányozhatók 1908-ban, mikor SCHAFARZIK FERENC dr. professzor úr, műegyetemi hallgatóival rendezett kirándulásán nekem is alkalmam volt itt megfordulnom. Különösen a kőfejtő déli részében levő hasadékok voltak akkor tanulságosak, mert elég nagy mennyiségben tartalmazták a következő protopneumatolitos ásványokat.

<sup>1</sup> KOENIGSBERGER J.: Paragenesis der natürlichen Kieselsturemineralien, DOELTER C.: Handb. der Mineralchemie, II. Bd. p. 27.

<sup>2</sup> HUNEK EMIL: Két ásvány új hazai termőhelye, Földtani Közlöny, 1910, XL. p. 628.



A hasadékokban druzák ültek a kőzet falán. Maga a kőzet a druzák alatt vékonyabb-vastagabb zónában az imént említett módon meg van változva. E druzákban a következő ásványok alakultak ki: a metiszt, fluorit, pirit, epistilbit, heulandit, chabazit, dezmin, végül kalcit és ritkán hematit. E felsorolt sorrend egyszerűsége mind a paragenézis sorrendje is, amit már MAURITZ BÉLA dr.<sup>1</sup> megállapított, ki ez ásványokat kristálytani és részben optikai szempontból is megvizsgálta. A fluorit helye a paragenézis sorrendjében egész pontosan nem állapítható meg. Valószínűnek tartom azonban, hogy a fluorit képződése jóval megelőzte a zeolitok kialakulását, mert a fluorit általában magasabb temperatura mellett képződik, mint a zeolitok és képződéséhez a fluortartalmú gőzök jelenléte okvetlenül szükséges volt. A zeolitok ellenben alacsonyabb hőmérsékletnél is, tehát később is képződhetnek. Ezt látszik támogatni az a körülmény is, hogy a fluorit a druzák alatt, a megváltozott piroxén-andezitban is előfordul.

Megemlítem e helyütt, hogy KOENIGSBERGER<sup>2</sup> a gránitdruzákban fellépő ásványok paragenézisének sorrendjében is a fluoritot a zeolitok elé helyezi.

Ez ásványoknak részletesebb leírására sem itt, sem a petrografiai részben nem térek ki, csak utalok az említett munkákra s ezeken kívül SCHAFARZIK FERENC dr.<sup>3</sup> egyik ásványtani közleményére, melyben szintén ezekről az ásványokról van szó.

Ezek a protopneumatolitos ásványok természetesen már a piroxén-andezit megszilárdulása után keletkeztek. A kőzet elválási lapjai mentén képződött litoklázisokba mineralizátorokkal telített vízgőz hatolt be. Ezek közül főként fluortartalmú vegyületek, majd széndioxid játszhatott fontos szerepet. A vízgőz aránylag csak kisebb nyomású és kisebb sűrűségű lehetett, mert hiszen kiömlési (effuzív) kőzetről lévén szó, felülről sokkal kisebb nyomás hatott rá, mint a tömeges kőzetekben fellépő pneumatolitos folyamatok alkalmával.

A hőmérséklet lassú csökkenésével ez a gőz megbontotta a kőzet falait s az említett szukecesszió sorrendjében kialakultak a protopneumatolitos ásványok. E kialakulás a fluortartalmú gőzöknek, továbbá a szénsav- és kovasav-iónjainak a kőzet fémes elegyrészeire való hatása folytán jött létre.

<sup>1</sup> MAURITZ BÉLA: A nadapi zeolithek, Annales Musei Nationalis Hungarici VI., 1908, pag. 537.

<sup>2</sup> KOENIGSBERGER J.: l. c.

<sup>3</sup> SCHAFARZIK FERENC dr.: Ásványtani közlemények, Földtani Közlöny, XXXVIII., p. 590—592.

Önként értetődik, hogy ez a pneumatolitos átváltozás csak ott állt elő, hol e gőzök feltörték. Ez a magyarázata annak, hogy helyenként a kőzet hasadéakai mentén úgyszólván semminemű átváltozást nem észlelhetünk, legfeljebb az atmoszferiális víz okozta mállást. Így mikor 1912-ben a kőbányában jártam a fentebb említett szép druzáknak már nyoma sem volt, csak egész apró, jelentéktelen zeolitképződésekre akadtam.

## Posztvulkáni hatások az andezitokon kívül.

### 1. Kaolinosan elváltozott gránit.

A Nadapról Kápolnásnyék felé vivő út Ny-i oldalán már messziről szembe tűnnek a nadapi községi piroxénandezit kőbánya mellett levő apróbb-nagyobb kőfejtők, melyekben sárgásfehér kőzetet fejtenek. E kőzet kvarcból, kaolimból, illetőleg kaolinosan elváltozott földpát maradványokból áll. Az utóbbiakon többnyire még megvan az eredeti földpát kontúrja. Gyakran a földpátok még nem alakultak át teljesen kaolinná s ekkor sokszor még a bázis szerint való kitűnő hasadásuk is megfigyelhető. A kaolin többnyire több-kevesebb szericitpikkellyel átszótt. A kvarcsemek makroszkóposan szürkés színűek s teljesen megegyeznek magának az el nem változott gránitnak folyadékszárványos kvarcaival. Néha akcesszorikusan zirkon is felismerhető.

A kőzet rendszeren több-kevesebb vasoxidos bomlási terméket is tartalmaz. Nem lehetetlen, hogy ezek a termékek a kaolinosodás folyamata alatt esetleg a gránit színes elegyrészenek rovására alakultak ki.

Helyenként ez a kaolinosan elváltozott gránit miarolitos és az apróbb-nagyobb üregecskékből fennőtt kvarcristályok fordulnak elő, melyeket gyakran limonit von be. Másutt a kőzetet vékony, kvarcból álló erek hálózák át. Néha a kaolin aránylag alárendelt s a gránit nagy kvarcsemeit kvarcanyag köti össze egymással. Ezek az erősen elkvarcosodott részletek már teljesen olyanok, mint a később leírandó kvarcittelérekkel körülvett elkvarcosodott kőzet, mely eredetileg szintén gránit volt.

Ezek szerint a gránitnak elkaolinosodása és elkvarcosodása karöltve járó két folyamat lehetett, melyek a ma szemünk előtt levő kaolinos-kvarcos gránitot eredményezték.

A kaolin képződésére vonatkozólag a különböző szerzők vizsgálatai szerint kétféle keletkezési mód ismeretes: 1. A posztvulkáni pneumatolitos és pneumatohidatogén hatások és 2. az atmoszferikus málláshoz hasonló módon a szénsavas oldatok hatására való kaolinképződés.

A Velencei hegységben kétségtelenül a posztvulkáni hatásokban



kell keresnünk a kaolinizálódás okát; mert a kaolin képződésén kívül még más, nevezetesen a szolfatára működések hatásainak termékei is fellépnek, tehát feltétlenül intenzív posztvulkáni működések folytak le a hegységben.

Igy minket e helyütt közelebről csak az első kaolinizálódási mód érdekel.

A kaolinképződés kérdésével legelsőnek — mint ismeretes — FORCHHAMMER foglalkozott behatóbban. Szerinte a kaolinizálódás első-sorban túlhevített vízgőzök hatására áll elő. Ő ez irányban kísérleteket is végzett, de csak azt sikerült közvetlenül konstatálnia, hogy a túlhevített vízgőz a káliföldpát porát megtámadja. Már ő előtte LEOPOLD v. BUCH annak a nézetnek adott kifejezést, hogy Halle környékén, ahol gyakran fluorit észlelhető, a kaolin valószínűleg fluorhidrogén tartalmú gőzök hatására képződhetett. Kísérletet azonban ez irányban nem végzett. BRONGNIART kimondja, hogy kaolin csakis bizonyos földpátokból, még pedig a pegmatitok földpátjából képződhetik. DÉLESSE, ANDRÉ, LAUBE szerint is csak bizonyos gránitvarietásokból keletkezik a kaolin. Ma már tudjuk azonban, főként RÖSLER<sup>1</sup> nyomán, hogy igen különböző kőzetek földpátjából alakulhat ki a kaolin. DAUBRÉE és COLLINS tovább kibővítették a FORCHHAMMER-BUCH-féle nézetet. Ők a kaolinizálódás okát a természetes hőforrásokban, illetőleg a posztvulkáni hatások eredményeként előálló fluor- és bórtartalmú oldatokban keresték. Az utóbbiakra vezethető vissza, hogy bizonyos kaolinelfordulások topázt, turmalint tartalmaznak. RÖSLER ezekhez még hozzáfűzi, hogy a kassziterit, türkisz, galenit, pirit stb. előfordulások mind a mellett bizonyítanak, hogy a kaolinizálódás posztvulkáni hatásokra áll elő. Ugyanezt a nézetet vallja WEINSCHENK is, természetesen, hisz RÖSLER WEINSCHENK felfogása alapján írta meg munkáját.

STREMME,<sup>2</sup> ki legutóbb behatóan foglalkozott a kaolin képződésének kérdésével, kimondja, hogy a kaolinizálódás általában gyengéssavak hatására áll elő. Erősen disszociáló anorganikus savak, pl. kénsav stb., szerepet nem játszhatnak e folyamat előidézésében, mert ezek magát az  $Al_2O_3$ -t is megbontják s a kovasav kiválásával szulfátokká, illetőleg más kovasavban szegényebb vegyületekké alakítják át. STREMME szerint a fluorhidrogén s a bórsav sem lehet okozója a kaolin képződésének, mert ezek csak a legforróbb, legszárazabb gázexhalációkban fordulnak elő; a kaolin képződéséhez pedig víz szükséges. Ő az itt

<sup>1</sup> RÖSLER H.: Beiträge zur Kenntnis einiger Kaolinlagerstätten. Neues Jahrbuch f. Min. Beilageband 15. (1902), p. 231—393., I. ugyanott a részletes irodalmat is.

<sup>2</sup> STREMME H.: Über Kaolinbildung, Zeitschrift für praktische Geologie, 1908, p. 122.

számba vehető tényezőket analízisek alapján a következőkben foglalja össze:

A. Erős és gyenge savak együttes hatása ( $SO_2$ , illetőleg  $SO_3$ ).

1. Elég sok víz jelenlétében.

2. Kevés víz jelenlétében.

B. Csak gyenge savak hatása ( $CO_2$  és  $H_2S$ ).

1. Az atmoszferiliák kizárva.

a) Elég víz jelenlétében.

b) Kevés víz jelenlétében.

2. Az atmoszferiliák hozzájárulásával.

Az erős savak hatására, tehát az első két esetben, a kőzet teljesen szétbomlik és a szulfátok, karbonátok vagy oldatba jutnak és kilúgozódnak, vagy visszamaradnak. A harmadik és negyedik esetben a vas szulfid alakban kötődik le. Az ötödik esetben megint a kőzet teljes szétbomlása áll be. Végül STREMME arra a megállapodásra jut, hogy a kevés vasat tartalmazó kőzetekből pneumatolitos úton akkor képződik kaolin, ha a gáz exhalációk csak gyengén savanyúak, szénsavat tartalmaznak, ezen kívül elegendő víz van jelen és ha oxigén nem játszik szerepet a kémiai folyamatban. Szerinte a posztvulkáni hatások közül a szénsavas savanyúvizek a legalkalmasabbak a kaolinképződés előidézésére. Ha a termák erős savakkal, vagy sókkal telítettek, akkor a káliföldpátot szétbontják kovasavban szegényebb vegyületekké s a kovasav kiválik.

Végül GAGEL C. és STREMME H.<sup>1</sup> kimutatták azt is, hogy hideg ( $11.4^\circ C$ ) szénsavas savanyúvíz is előidézhethet kaolinosodást.

E részben tisztán teoretikus, részben kísérleti adatokon alapuló megfontolások szerint gyengén savanyú, szénsavat tartalmazó gázexhalációk és vizes oldatok járták át a gránitot s eredményezték a nagyfokú elkaolinosodást. Eközben az egykori eredeti gránit biotitja teljesen megsemmisült és oldatba jutott, illetőleg legfeljebb csak a vastartalma maradt vissza oxidok alakjában. Maga a kaolinosodás is csak kovasav kiválásával mehet végbe. Igen valószínű azonban, hogy itt még kovasavat tartalmazó vizes oldatok is átjárták a gránitot s ezek hozták létre a vékony kvarcitereket.

A piroxénandezit közelében a kaolinos gránitban talált molibdenit, melyet SCHAFARZIK dr.<sup>2</sup> fedezett fel, szintén bizonyítéka annak az intenzív posztvulkáni működésnek, melynek területünk színhelye volt.

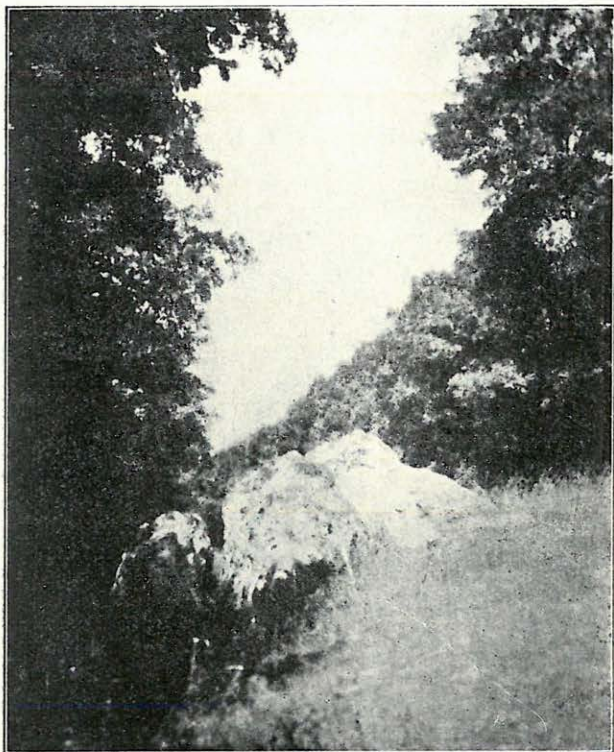
<sup>1</sup> GAGEL C.—STREMME H.: Über einen Fall von Kaolinisierung im Granit durch einen kalten Sauerling. Centralblatt f. Min., 1909, p. 427.

<sup>2</sup> SCHAFARZIK F.: Ásványtani közlemények, I. c.



## 2. Kvarcitok.

A Cseplek, Csekélyhegy, Csúcsoshegy, Nyíreshegy, Templomhegy és a Meleghegy gerince kvarcitból áll. E kvarcitokat a Velencei hegység eddigi tanulmányozói devon, illetőleg HAUER után karbonkorú szedimentes eredetűeknek minősítették.



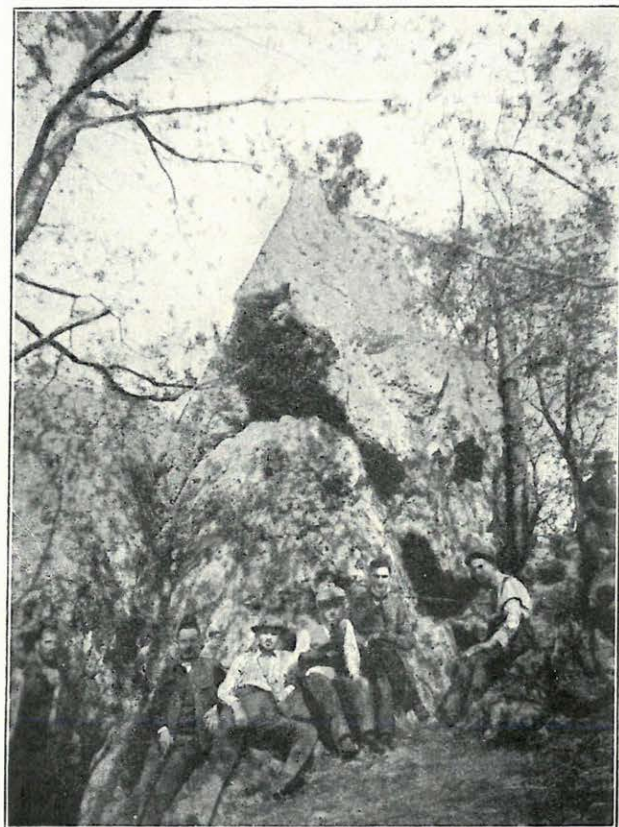
28. ábra. Alunitos kvarcit tömbjei a gróf Cziráky-féle erdő nyílásában a Templomhegyen.

Petrográfiai kifejlődésük szempontjából e kvarcitok kétfélék: 1. alunittartalmúak, 2. alunitmentesek.

Az alunitos kvarcitok a Meleghegy kivételével az összes többi említett ponton előfordulnak. Ezek fehér, sárgás, itt-ott kisebb-nagyobb folatokban barnásszínű finoman lyukacsos kőzetek. Néha igen erősen porózusak, másutt tömöttebbek. Túlnyomó részben kvarcból állanak, ezen kívül sok alunitot, kevés limonitos (vasoxidos) anyagot, kaolint s néha zirkont is tartalmaznak.

A Templomhegyen, hol ez az alunitos kvarcit a legtipusosabban

van kifejlődve, e kőzet csaknem teljesen fehérszínű s igen sok fehéres, sárgás alunitlemez kékét tartalmaz. A kőzetnek mintegy 45%-je alunitból áll. Maga az alunit — miként ez a petrográfiai részből kiténik, káli-nátron-alunit, melyben közelítőleg  $Na_2O : K_2O = 1 : 2$ . Ez igen világos színű kőzetnek a tömbjei itt-ott az erdőnyilásokban szembe-



29. ábra. A «Nagykő».

szökők (28. ábra). A Templomhegy csúcsán is kiálló sziklákban tanulmányozhatók.

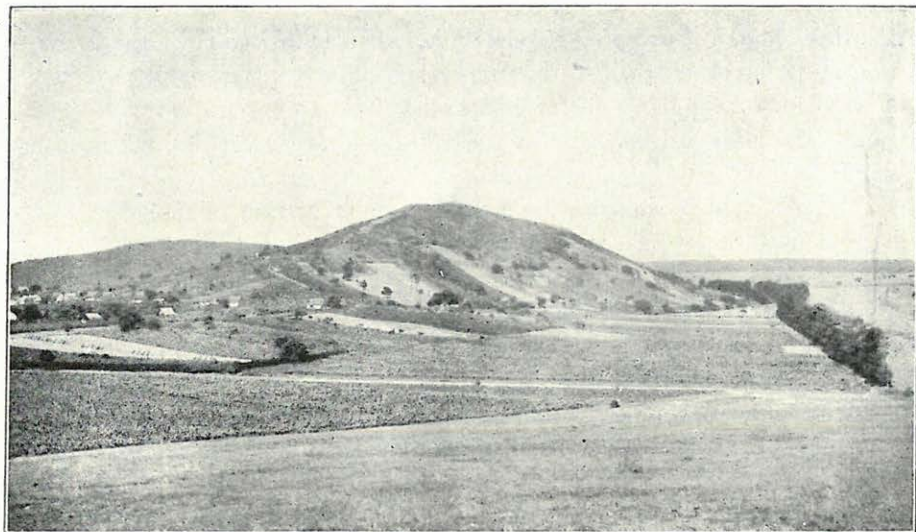
A Templomhegy és Nyíreshegy között az ú. n. «Nagykő» sárgás-vöröses, néha barnás színű kőzete helyenként szintén erősen porózus, másutt tömött. Túlnyomó részben alunitot tartalmaz; egyik-másik tömb azonban alunittól mentesnek bizonyul. (29. ábra.)

Néhol itt a Templomhegy környékén a kvareitban olyan nagyobb



tömegek is előfordulnak, melyek lényegében úgyszólván tisztán csak kaolinból állanak, melyben csak néhány kvareshem fordul elő. Ilyen nagyobb kaolinfoltot találtam a Miklós-nyílás déli szélénél, az erdő széléhez közel levő árok fejeánél, hol nagyjában ÉNy—DK-i irányban be-települve csaknem három méter vastagságban fordul elő a fehér színű, csaknem tiszta kaolimból álló kőzet.

A Nyíreshegy szürkés-vörös, vagy sárgás-barnás kvarcitja is porózus, alunittartalmú. Helyenként ebben a porózus főtömegben kisebb-nagyobb,



30. ábra. A Csúcsoshegy a Csekélyhegyről nézve.

néha ökölnyi tömöttebb részletek is előfordulnak, melyek az egésznek breccsás, vagy konglomerátos jelleget kölcsönöznek.

A Csúcsoshegy kvarcitja is hasonlít az eddig említettekhez, de valamivel tömöttebb. Különösen tömött a Csúcsoshegynak tarajszerűen kiemelkedő ÉNy—DNy-i irányú gerince; e tarajszerű részben itt-ott az alunit hiányzani látszik. Helyenként a Csúcsoshegyen is csaknem tisztán kaolimból álló részletek fordulnak elő, így a hegy É-i részén igen sok kaolin lép fel a kvarcitban. Ugyanitt a kőzetben néha egy méteres átmérőjű repedések figyelhetők meg.

A Csekélyhegy kvarcitja is hasonló az eddig említettekhez, de sokkal kevésbé homogén. Szürkés-sárga, vöröses, barnás színű. Helyenként, főleg a hegy tetején konglomerátos-breccsás kifejlődésű, amennyiben dió-, ököl-, sőt fejnagyságú kvarcitdarabok másodlagosan vasoxidos-kaolinos

anyaggal vannak összeragasztva. A hegy tetején s tőle kissé délre a kvarcit oly nagy mértékben át van itatva vasoxid-vegyületekkel, hogy barnaszínű, súlyos, valóságos vasércnek tűnik fel, melyben csak itt-ott lehet egy-egy kvarcsemet felismerni makroszkóposan.

A Cseplek keleti végén kiálló hatalmas kvarcittömbök már messziről, a kápolnásnéki vasúti állomás környékéről szembetűnnek. Itt azonban az alunit csak alárendelten fordul elő csak egy pontra lokalizálódva. Így csak a hegyen levő kálvária három kőkeresztjétől közvetlenül Ny-ra levő tömbökben található alunit kisebb mennyiségben. Egyébként az itt előforduló kvarcit alunittól mentes, amint ez legjobban a Cseplek keleti végének déli oldalán levő Lyka Döme-féle kőbánya feltárásaiban látható. Ez a kvarcit itt erősen lyukacsos; az üregecské néha 1 cm átmérőt is elérnek. A kőzet maga kvareből áll; az üregecské falát többnyire vasoxidos-mangános anyag kérgezi be, mely az egész kőzetet sárgás-vöröses, néha barnás színűvé teszi.

Az itt feltárt alunitmentes kvarcit teljesen azonos minőségű a Meleghegyen előforduló kvarcitokkal, melyekben alunitot nem sikerült találni. Ezek is sárgás, barnás, néha fehér színű, lényegében kvareből álló kőzetek, melyek szintén igen erősen lyukacsosak. Az üregecské falát rendszeren itt is vasoxidos-mangános bekérgezések vonják be, s tőlük a kőzet sárgás-barnás árnyalatú. Ha ezek a vasoxidos vegyületek kisebb mennyiségben vannak jelen vagy helyenként csaknem hiányoznak, akkor a kőzet világosabb, néha csaknem fehér színű. Gyakran e kvarcitokban kisebb-nagyobb foltokban kaolin is előfordul.

E kvarcitok itt, a Meleghegy tetején határozottan telérszerű testek alakjában lépnek fel, amint ez a malomkő gyártására szolgáló kőzetet fejtő feltárásokban világosan látható. E telérek átlagban 2–4 m vastagok s mindig ÉNy–DK, illetőleg ÉÉNy–DDK-i csapásúak. Hosszúságuk a feltárások alapján pontosan meg nem ítéltető; de úgy látszik 10–15 m-nél nem igen lehetnek hosszabbak s a végeiken minden valószínűség szerint kiékelődnek.

Ezek a kvarcittelérek párhuzamos elhelyezkedéssel sűrűn fordulnak elő a Meleghegy tetején.

A telérek maguk egy oly kvarcitszerű kőzetben foglalnak helyet, melyet erősen elkvarcosodott gránitnak kell tekintenünk. Ez a kőzet túlnyomó részben kvareből áll, még pedig nagyobb kvarcsemekekből, melyeket apróbb kvarcokból álló kötőanyag köt össze. Ezen kívül rendszeren sok kaolin s vasoxidos-limonitos bomlási termék lép fel a kvarcok között. Biotitnak nyomát sem találni a kőzetben; az elkvarcosodás folyamata közben a biotitok — úgy látszik — teljesen elbomlottak. Valószínű, hogy a vasoxidos bomlási termékek legalább részben a biotitok rovására kép-



zódtek. Helyenként a nagyobb kvarcsezemek elbomlásából még az eredeti gránit strukturájára is lehet némileg következtetni. Itt-ott, főként a Meleg-hegy gerincének Ny-i vége körül, ebben az elkvarcosodott gránitban még a földpátok is megvannak, anélkül, hogy teljesen kaolinná alakultak volna, sőt néha meglehetősen üdék. Máskor itt a földpátok kaolinná alakultak ugyan, de kontúrjuk jól megfigyelhető módon megmaradt. Ez az elkvarcosodott — eredetileg gránitból álló — kőzet a benne fellépő kvarcittelérektől főként csak annyiban tér el, hogy rendszeren több kaolint s néha földpát-maradványokat tartalmaz. Ez az oka annak, hogy kevésbbé szilárdak, mint maguk a kvarcittelérek. Egyébként azonban a felszínen, ahol jó feltárás nincsen, a telérszerű kifejlődés meg nem különböztethető az elkvarcosodott kőzettől. Ezért a térképen a teléreket az őket körülvevő kvarcitos kőzettel együtt összefoglalva mint *q v a r c i t o k a t* tüntettem fel.

A Sukoró községtől D-re levő Ördöghegyen levő kvarcittelérek is teljesen olyanok, mint a Meleghegyen levők. Ezek közül a keleti mintegy két méter, a nyugati mintegy egy méter vastag. Az utóbbiban SCHAFARZIK FERENC dr. úr egy alkalommal kis galenitfészket talált.

A gránitnak elkvarcosodása, valamint igen vékony, néhány centiméternyi, ritkán 40—50 cm vastagságot is elérő kvarcittelérek a velencei szőlők északi részében is előfordulnak alárendelten. A nadapi kaolinos, erősen kvarcos gránit is átmenet ezekbe az erősen kvarcdús kőzetekbe.

Az alunitnak előfordulása kaolinnal együtt a kvarcitokban, továbbá az alunitmentes kvarcittelérek telérszerű kialakulása, valamint az e teléreket körülvevő roppant erősen elkvarcosodott, de strukturája révén még a gránit bélyegeit mutató kőzet: mindezek arra vallanak, hogy itt nem szedimentumos eredetű kőzettel állunk szemközt. E kőzeteknek a képződése csakis a posztvulkáni hatások révén fejthető meg. E posztvulkáni hatások minden bizonnyal az andezites feltörések utolsó fázisaiként lejátszódó jelenségek lehettek, melyek közül e kvarcitok kialakulásában főként szolfatárahatások és a hévforrásműködések játszottak fontos szerepet. Az előbbieket az alunitot, illetőleg az alunitos kvarcitot, az utóbbiak az alunittól mentes kvarcitteléreket eredményezték. E kvarcitok mind a hegységnek azon részén fordulnak elő, mely pontok közelében andeziterupciók történtek. Bár a Cseplek és Csekélyhegy a ma feltárt andezitkocsányoktól elég messze fekszik, mégis — kőzetüknek petrografiai kialakulását tekintve — csak ugyanolyan genezisűek lehetnek, mint a tőlük Ny-ra levő kvarcitok.

Az alunit kénsavnak savanyú földpátokra, még pedig első sorban káliföldpátra való hatása révén áll elő. Ez a kénsav vagy vulkáni exhalációk terméke, vagy esetleg pirit és markazit bomlása révén képződött. Az első esetben a képződött alunit a posztvulkáni hatások révén áll tehát elő s ilyenkor gyakran a posztvulkáni hatásokra képződött egyéb termékek:

nevezetesen kaolin s ritkábban diaszpor fordul elő kísérő ásvány gyanánt. RICHTHOFEN<sup>1</sup> teóriája szerint az alunit képződését fluorhidrogénnek a földpáttartalmú kőzetre való hatása indítja meg, majd az így képződött szilikofluoridokat a vízgőzzel, illetőleg vízzel kevert kénsav szulfátokká alakítja át. Ez a folyamat kovasavnak a kiválásával jár karöltve s ez magyarázza meg az ezen átalakulásokra előállott kőzetek roppant nagy  $\text{SiO}_2$  tartalmát.

A Velencei hegység alunitos kvarcitjai is ilyen posztvulkáni gázexhalációknak, nevezetesen szolfatára hatásoknak eredményei. Erre vall a kvarcitok lyukacsos struktúrája s a kisebb-nagyobb mértékben fellépő kaolintartalom. E kvarcitok eredeti kőzetéül a gránitot tekintem, még pedig a következő okoknál fogva: a Velencei hegységben csak maga a gránit és féleségei olyan kőzetek, melyeknek földpátjai alkalmasak lehetnek a 2:1 összetételű káli-nátronalunit képződésére. Magában a kvarcitban előforduló nagyobb zsírfényű, szürkés törési felületű kvarcsemek legalább részben valószínűleg az eredeti gránitból megmaradt reliktumok, melyek nagyságuknál fogva a teljes feloldódást kikerülték. Itt-ott a Csúcsoshegy északi oldalán levő feltárásokban a kvarcsemek s a gyakran még az eredeti földpát kontúrait mutató kaolinfoltok elrendeződése helyenként szemcsés struktúrára emlékeztet; ilyen helyeken az alunit rendszeren a kaolinba beágyazottan fordul elő. Az akcesszorikusan fellépő zirkon is minden bizonnyal az egykori gránitból maradt hátra.

A gránitnak a színes elegyrésze, nevezetesen a biotit, az alunitosodás és kvarcosodás eme folyamata közben teljesen kilügződött. Nem lehetetlen, hogy a kőzet pórusait gyakran kérgezés gyanánt bevonó vasoxidos-mangános vegyületek talán az egykori biotitokból képződtek. A Csekélyhegy közepe táján azonban az alunitos kvarcit oly erősen átitatott vasoxiddal, hogy valószínűleg vasércnek tekinthető. Ez a nagy vastartalom a biotitok rovására nehezen volna értelmezhető. Sokkal valószínűbb, hogy itt a posztvulkáni működések utolsó fázisaként feltörő oldatok erősen vastartalmúak lehettek s ezek — bizonyos fokig mintegy metasztatikusán — talán utólag impregnálták a kvarcitot.

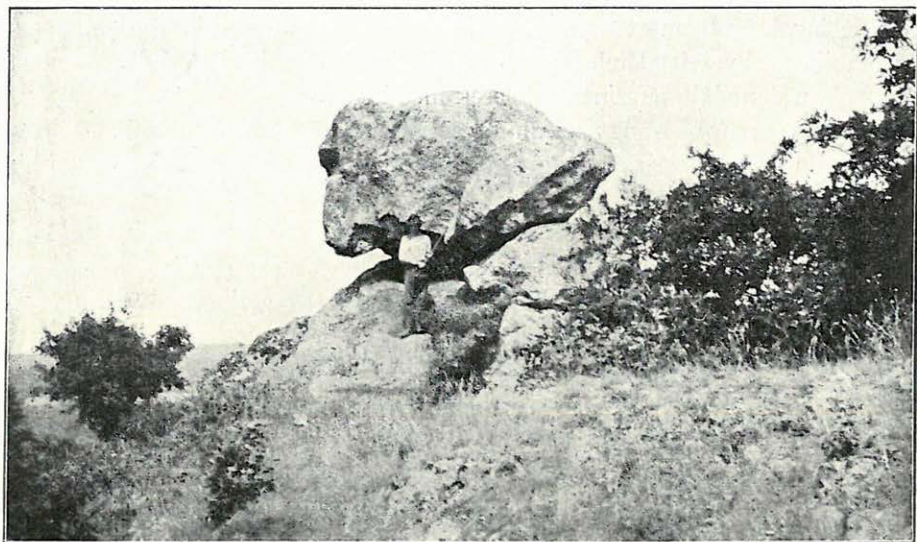
Az alunit képződését előidéző kénes exhalációk részben az ÉNy—DK-i irányú hasadékokban törtek fel, amint ez legjobban a Csúcsoshegy tarajszerűen kiemelkedő gerincén látható. E gerinc kétségen kívül egy olyan telértest, mint a minők a Meleghegy tetején előfordulnak, csak hogy a kvarcit több-kevesebb alunitot is tartalmaz. Itt tehát a hegy gerincének

<sup>1</sup> RICHTHOFEN A.: Jahrb. geol. R.-Anst., XI., 1860, p. 261—268.



telérszerű kialakulása közben szolfatára működések is átjárták a képződő kvarcitot.

A kénes exhalációk túlnyomó része azonban nem volt ilyen nagyobb hasadékokhoz kötve, hanem a kénes gőzök a feltörő vízgőzzel együtt keresztül-kasul átjárhatták, mintegy lassan impregnálhatták a gránitot szabálytalan foltokban. Ott, ahol a szolfatára-működések intenzívebbek voltak, ott több alunit képződött, mint egyebütt; innét érthető az a jelenség, hogy helyenként az alunit a kőzetnek mintegy 50 %-át teszi ki, másutt jóval alárendeltebb, vagy esetleg egészen hiányzik.



31. ábra. Ingókő módjára elhelyezkedő kvarcittömbök a Meleghegy ÉNy-i részén.  
Az ú. n. «likaskő».

A kénes gőzökkel teitett exhalációk és oldatok hatására az eredeti gránitból csak egyes kvarciszemek maradhattak meg. Legalább is igen valószínű, hogy a kvarcok legalább részben ellentállottak a teljes feloldódásnak s ezeket a megmaradt kvarciszemeket azután a posztvulkáni működések eredményezte kvarc másodlagosan összecementezte.

Az alunitnak a képződése ezek szerint a szolfatára és hidrotermális hatások idejében történhetett. Az alunittól mentes kvarcitteléreknek kialakulása, valamint az eredeti gránit elkvarcosodása már csak túlnyomó részben hidrotermális folyamatokra utal. Ezek a kovasavtartalmú oldatok főként a telérhasadékokban törtek föl s hozták létre a kvarcitteléreket. A gránit kisebb litokláziasiba is behatoltak s így képződtek azok a vékony kvarciterek, melyek a velenceiszőlők északi részében láthatók. Magát a

gránitot is erősen átítatták ezek a kovasavas oldatok, úgy hogy a Meleghegy tetején a felszínen a kvarcittelérektől élesen el sem választható az elkvarcosodott gránit. Sőt ezek az oldatok a Meleghegyen előforduló kontaktus zónát sem kímélték meg; legalább is erre a körülményre vall az a jelenség, hogy a Meleghegy É-i részén, közvetlenül a kvarcittelérek szomszédságában a kontaktus pala is helyenként az elkvarcosodás nyomait mutatja.

E kovasavas oldatoknak a feltörése karöltve járhatott a kaolinosodást előidéző ágensseknek, elsősorban a szénsavas exhalációknak a működésével. Erre vall a kaolinnak a fellépése.

Hogy a kvarcittelérek csakugyan ilyenféle posztvulkáni hatások eredményei, arra mutat a galenitnak előfordulása is. Nem lehetetlen, hogy valamikor a kvarcittelérek felsőbb régióiban több ére is előfordult. Ma már, az erősen denudált térszínen e telérek meddők.

A kvarcitok — úgy az alunitosak, mint az alunitmentesek, — igen ellentálló kőzetek. Ez a magyarázata, hogy a hegységnek legmagasabb pontjai mind kvarcitból állanak. Mint az alunitos kvarcitok, úgy az alunitmentesek is gyakran hatalmas tömbökben figyelhetők meg, mint például a Cseplekhegyen. Néha e tömbök mintegy ingókövek módjára helyezkednek el egymáson, mire legszebb példa a Meleghegy gerincén, közel a Ny-i végéhez, előforduló kvarcitsziklacsoport (31. ábra).

### 3. Barittelérek.

Azok a baritelőfordulások, melyekre a hegységben nyomokban akadunk, szintén mindenestre a posztvulkáni eredetű forrásműködések eredményei. Bár görgetett darabokban a tömött, fehér, vagy fehéressárga színű baritot Sukoró és a Meleghegy csúcsa között többször észleltem, számban mindössze csak egy ponton a Meleghegy D-i oldalán a legelőre vezető úton, a forrástól ÉK-re találtam meg. Itt a barit mintegy 15 cm vastag telér alakjában lép fel vaskosan kifejlődve; a telér ÉNy—DK-i csapású, tehát megegyező irányú a kvarcittelérek csapásával.

Kétségtelen, hogy ezenkívül még több hasonló telér fordul elő a hegységben; kis méretüknél fogva azonban igen nehezen nyomozhatók.

### A pannoniai (pontusi) emelet.

A Nagy Magyar Medencében lerakodott pannoniai (pontusi) képződmények a medencének a Velencei-hegység felé eső peremén is mindenütt előfordulnak s hol lösszel nem fedettek, kisebb-nagyobb foltokban bukkannak ki a felszínen. Sőt a Velencei-hegység környékén, épen a pannóniai (pontusi) képződmények a legelterjedtebb lerakódások, melyek mintegy



hozzásímúlva az alaphegységhez, mindenütt körülveszik azt. Helyenként közvetlenül a grániton, vagy a kontaktus zónáján, lépnek fel. A Velencei-tó altalaját is a fúráspróbák bizonyossága szerint a pannoniai (pontusi) rétegek alkotják, akár csak a Balaton teknőjének az alját.

Petrográfiai szempontból a pannoniai (pontusi) képződmények homokos és agyagos kifejlődésűek. A felszínen határozottan a homokos képződmények uralkodnak, melyek az agyagos rétegeket sokszorosán felülmúlják úgy horizontális, mint vertikális elterjedésben. Ezenkívül lokálisan, rendszeren a pannoniai (pontusi) lerakódások partvonalaihoz közel itt-ott édesvízi mészkő képviseli a képződményeket.

A Velencei hegységben a pannoniai (pontusi) képződmények kövületekben felette szegények, sőt többnyire teljesen meddőek. Ezért a következők inkább csak a megfigyelt tények regisztrálására szorítkoznak, anélkül azonban, hogy szintezésről szó lehetne.

Rétegeik vízszintesen, vagy közel vízszintesen terülnek el.

Vertikális elterjedésüket illetőleg azt tapasztaljuk, hogy itt is — mint a Dunántúl általában — magasra emelkednek rétegeik. A Marosi tanyánál 190 m, az Almafi-völgy keleti oldalán levő kőbányában 210 m, Nadaptól É-ra a gróf Cziráky-féle erdőben 260 m, a Murvabányában 260 m magasságban figyelhetők meg a pannóniai (pontusi) homokok. Az agyagos fáciesek általában jóval mélyebben, 120 m magasság alatt fordulnak elő.

Az agyagok általában a pannoniai (pontusi) rétegek alsóbb szintjeiben fordulnak elő s sokkal alárendeltebb szerepűek, mint a rajtuk levő, illetőleg velük váltakozó homokos rétegek.

Nadaptól közvetlenül északra, a gróf Cziráky-féle erdő szélén levő kis homokgödörben feltárt pannoniai (pontusi) homok határozottan fluviatilis rétegzettségű. Itt-ott növényi maradványok nyomait tartalmazza.

Ugyancsak a Cziráky-féle erdőben levő Murvabányában feltárt kőzet már helyenként homokkőszerűen összeálló. Ezenkívül itt-ott már kissé agyagos padok fordulnak elő benne. Itt nyugodt rétegződés észlelhető, még pedig D-felé 4–5° alatt.

Homokkőszerűen összeálló kőzet van feltárva Székesfehérvártól ÉK-re a Hóbérkúttól keletre levő dombokon is. Itt aránylag elég durvaszemű, nagy csillámlemezeket tartalmaz a kőzet. Helyenként azonban laza homokba megy át. Szintén fluviatilis rétegződésű.

A Les-völgy oldalán a homok szintén helyenként homokkőszerűen összeálló.

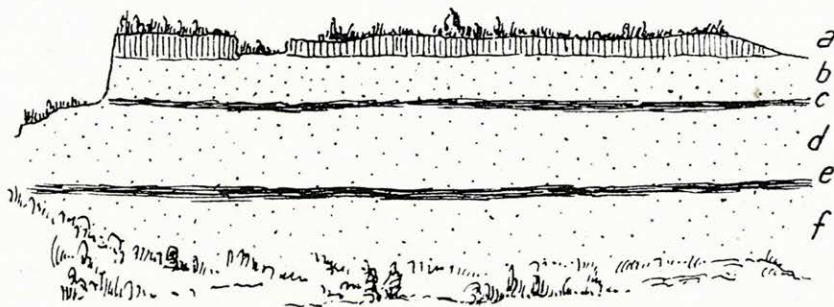
Bár ezekből a homokokból és homokkövekből kövület nem került elő, a balatonmelléki analógiák alapján valószínűnek tartom, hogy ezek

a *Congeria balatonica* szintájába tartoznak. Teljesen azonosak e homokok a Vértes-hegység keleti részén előforduló homokokkal, honnét a csákvári szőlőkből gazdag faunát írt le TAEGER.<sup>1</sup>

Ezekhez a homokokhoz hasonló kifejlődésű homokok fordulnak elő Székesfehérvár környékén is, helyenként agyagrétegekkel váltakozva. Ezek azonban szintén analógiák s a bennük talált *Helix*-maradványok alapján valószínűleg már a felsőpontusi édesvízi lerakódásoknak felelnek meg.

A homokokban és homokkövekben helyenként limonitos csomók, pogácsaszerű korongok, vagy egész limonitos rétegek telepednek közbe.

A Cseplek Ny-i oldalában levő kis homokgödörben ez a limonitos-agyagos kiválás valóságos pogácsákat képez, melyek néha 20 cm átmérőt is elérnek.



32. ábra. A sárkeresztesi major Ny-i oldalán levő feltárás.

$a = 0.5$  m humuszos lösz ;  $b = 1$  m szürke homok ;  $c = 10-20$  cm vörösbarna, limonitos meszes homoksáv ;  $d = 1.7$  m szürke homok ;  $e = 30$  cm vörösbarna limonitos meszes homoksáv ;  $f =$  szürke homok.

A Sárkeresztesi major Ny-i oldalán levő feltárásban a homokot 10–30 cm vastag vörösbarna limonitos-meszes homoksáv szaggatja meg.

Hasonló limonitos sávok vagy limonitos gumók észlelhetők az Almafölgy K-i oldalán levő homokkőfejtőben is. Itt ezek a limonitos-márgás vagy csak márgás részletek csak a felszíntől számított 3–4 m mélyen fordulnak elő s homokkőpadokkal váltakoznak.

Ezek a limonitos, helyenként limonitos-márgás konkréciók, vagy rétegszerű betelepülések minden valószínűség szerint sekély vízi, mocsaras, tócsás területeken alakultak ki. A limonitos képződmények leginkább a gypvasérchez hasonlíthatók, melyek mocsaras területeken összegyűlő vasas oldatokból képződtek. Nyilvánvaló ezek szerint, hogy e pon-

<sup>1</sup> TAEGER H.: A Vérteshegység földtani viszonyai, m. kir. Földtani Intézet Évkönyve] XVII., p. 104–105.



tokon, melyeken a pannoniai (pontusi) lerakódások partmellékiek, a víz színe többször ingadozhatott s ily módon állottak elő azok a mocsaras tócsák, melyeknek vasas vizéből a limonitos anyag kialakult.

Lovasberény mellett a Cserhegy és Jánoshegy között levő mély út feltárta pannoniai (pontusi) rétegek mintegy 2 m vastag lösztakaró alatt lépnek fel. Itt a lerakódások felül agyagos homokból állanak, mely azonban lefelé fokozatosan tisztább homokba megy át.

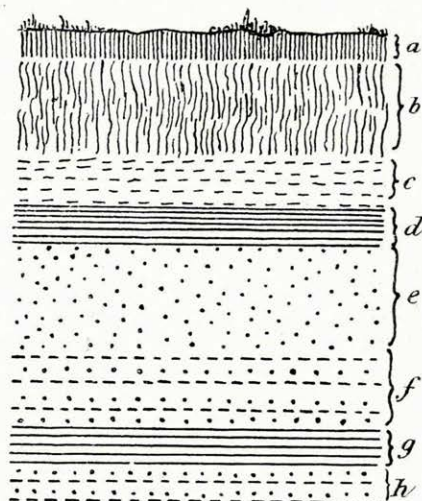
A Jánoshegyen a szőlőkben a lösz alól édes vízi mészkő bukkanik ki kis folton. Ez a mészkő fehéressárga, helyenként elég porózus, itt-ott homokszemeket is tartalmaz. E mészkő keletkezése valószínűleg a legszorosabb kapcsolatban áll azokkal a meszes-márgás kisebb-nagyobb konkrécióknak a kialakulásával, melyek az alaphegység közelében a pannoniai (pontusi) homokban fellépnek, így például a Világosmajor mellett, a Kancahegy és Világosmajor között, Velencénél, stb. Tekintve, hogy ezek rendszeren az egykori partokhoz közel fordulnak elő, kialakulásuk olyan források lerakódásának tekintendők, melyek sekélyvízű, mocsaras területeken fakadtak. Helyenként ezek a meszes csomók bizonyos fokig a tavi krétára emlékeztető jellegűek, másutt inkább márgás, néha homokos konkréciószerű kifejlődésűek.

Székesfehérvár városának az altalaját vékony alluviális

réteg alatt mindenütt agyagos-homokos pannoniai (pontusi) lerakódások alkotják, miként 1912-ben a vízvezetékkel kapcsolatos ásások alkalmával kitűnt. Székesfehérvárott a Felmajer-féle festőgyárban 1944 m mélyre hatoltak le. HALAVÁTS GYULA szerint 138 m mélységből *Congerina ungulacprae*, MÜNST és *Unio Halavátsi* BRUS. maradványok kerültek napfényre.

A székesfehérvári kiskecskeméti régi téglavetőben a 33. ábrán látható szelvény van feltárva. A «d» jelzésű 30–50 cm kékes színű agyagrétegben igen rosszul megtartott *Helix* sp. töredékei fordulnak gyéren elő.

A székesfehérvári vasúti állomástól közvetlenül keletre levő új téglagyár szelvényében a vékony humusz, majd az 1 m vastag lösz alatt 50–70



33. ábra. A székesfehérvári kiskecskeméti régi téglavető szelvénye.

a=30 cm humusz ; b=1 m homokos lösz ;  
c=50 cm vöröses agyag ; d=30–50 cm  
kékes agyag ; e=1 m szürkés homok ;  
f=75 cm vörös homokos agyag ; g=30 cm  
kék agyag ; h= vöröses homokos agyag.

cm-es kékes, homokos meszes agyag, ez alatt körülbelül 1 m vastagságban kékessárga agyag van feltárva. Ez alatt szürkésfehér homok következik.

Hasonlók a viszonyok a vasútállomástól DK-re levő téglavetőkhben is. A Nagy Basánál levő téglavető legdélibb pontján a felső agyagos, vékony rétegeket már kihordották s itt csupán a legutóbb említett szelvény legalsó szürkésfehér homokja van ma feltárva.

A Nagy völgyben (Máriapuszta) feltárt pontusi képződmények fent laza szürke homokból állanak, melyek lefelé mindjobban sárgás színűek lesznek s fokozatosan több agyagot látszanak tartalmazni. A homokban helyenként fluviatilis rétegződés észlelhető s itt-ott a homok homokkő-szerűen összeálló.

Pátka keleti végén a pannoniai (pontusi) képződményeket szürkés-sárga, helyenként kékes, agyagos homok képviseli. Itt-ott benne meszes-márgás konkréciók fordulnak elő.

Lovasberény Ny-i részén a Cziráky-féle kert sarkánál, az úsztatótól ÉK-re, a két út találkozásánál levő homokgödörben szürke, erősen muszkovitos homok van feltárva, mely lefelé fokozatosan agyagosabbnak látszik. Helyenként ebben is meszes-márgás csomók észlelhetők. Az uradalmi úsztató mellett levő téglavetőben ezt az agyagos homokot dolgozzák fel, mely itt a vékony alluviális rétegnek alját alkotja.

A pannoniai (pontusi) homokokat mineralógiai alkatuk szempontjából is megvizsgáltam. E homokok a kvarcon kívül igen sok muszkovitot tartalmaznak. Ezeken kívül alárendelten még a következő ásványok fordulnak elő: halvány rózsaszínű gránát, sárgás vagy színtelen kalcit, sárgászöld epidot, zöld és ritkábban barna amfibol, színtelen zirkon, gyantásárga rutil, barna turmalin, színtelen disztén, sárga staurolit, mikroklin, ortoklász, plagioklász, magnetit, biotit.

### A Velencei tó fenekének fúráspróbái.

Lóczy Lajos dr. igazgató úr rendelkezésemre bocsátotta a Velencei-tóban 1900 nyarán végzett próbafúrások anyagát. E fúrások három helyen tárták fel a tó fenekét, melyeket Lóczy a következőkép ír le: 1. Kisvelence vasúti állomás közelében, a vízszélen. 2. Velence alatt a sukorói határ közelében a tó közepén, a délkelet felől beömlő kápolnásnyéki patak kanyargós medrének folytatásában. 3. Sukorón túl a pákozdi határ és Agárd között.

E fúráspróbákról röviden a következőkhben számolhatok be:

1. Tó közép, 50 cm mélyen a tó fenéke alatt. Erősen muszkovitos, szürke színű, eléggé durva szemű homok, melyet a vidék pannoniai (pon-



tusi) homókjaitól nem lehet megkülönböztetni. Sósavval erősen pezseg. Valószínű, hogy ez a homok már a pannoniai (pontusi) rétegekhez tartozik.

2. Kisvelence, vasúti állomás mellett, a tó szélén 2 m mélységig. Világossárga, helyenként vöröses, másutt szürke, szívós, kemény agyag (kenőföld), melyben itt-ott muszkovitos homokrészletek is észlelhetők. Meglehetősen mésztartalmú.

3. Kisvelence, vasúti állomás mellett, a tó partján 2 m mélységben. A fúráspróba szürkés, elég finom szemű homokból áll, mely sósavval meglehetősen pezseg.

4. A tó közepén, 3 m mélyen a fenék alatt. Szürkésfehér, sőt csaknem teljesen fehér színű, tömötten összeálló, kevés muszkovitot is tartalmazó agyag. Sósavval meglehetősen pezseg.

5. Pákozdalatt, 6-20 m mélységben. Világossárga, helyenként vörösesbarnás, máshol szürke színű, szívós agyag, itt-ott finom, apró homokszemecskékkal. Ez is meglehetősen tartalmaz kalciumkarbonátot. Egészben véve ez a fúráspróba megegyezik a kisvelencei 2. számúval.

6. Pákozdalatt 0-5 m mélységben. Barna agyag, mely helyenként kissé homokosabbnak látszik. Sósavval kezelve pezseg.

7. Pákoz és Agárd között a tó közepén 2 m mélységben. Szürkésbarna agyag, mely helyenként kissé homokos-csillámos.

8. Pákoz és Agárd között a tó közepén 3 m mélységben a víz színe alatt. Szürkésfehér, sőt helyenként majdnem teljesen fehér színű tömötten összeálló agyag, melyben itt-ott egy-egy muszkovitszem is előfordul. Sósavban meglehetősen pezseg. Egészben véve ez a próba megegyezik a 4. számú, a tó közepéről származó fúráspróba anyagával.

9. Pákoz és Agárd között a tó közepén 5 m mélységben a víz színe alatt. Szürke színű, erősen muszkovitos, meglehetősen durvaszemű homok, mely — úgy látszik — homokkőszerűen összeálló. Karbonátok elég sűrűn fordulnak benne elő. Mineralógiai alkata a pannoniai (pontusi) homokokra vall; legalább is azoktól megkülönböztetni nem lehet. Minden valószínűség szerint tehát ebben a mélységben már pannoniai (pontusi) rétegeket járt át a fúró.

Megjegyzem, hogy valamennyi fúráspróbában voltak növényi — valószínűleg nád — részletek. Kőületet azonban egyikben sem sikerült találnom.

A tóközépi víz átlag egy méter mély. A fenéken a növényi gyökerek körül levő vékony, fekete sár alatt tehát kisebb-nagyobb vastagságban sárga, vagy fehéres agyag fordul elő. Ez agyag alatt különböző mélységben, — 50 cm-től 5 m-ig — a pannoniai (pontusi) homok, illetve leg homokkőrétegek fordulnak elő. Egészben véve tehát a tó fenekének a bázisát — amennyire a csekély fúrópróbából megítélhető — a pannoniai (pontusi) lerakódások alkotják.

## Mélyfúrások.

A környékben levő kutak is arról tanúskodnak, hogy már csekély mélységben a pannoniai (pontusi) rétegek állanak szálban.

Igy alkalmam volt a Börgöndpusztán levő artézi kutak fúráspróbáit szemügyre venni.

Börgöndön két artézi kutat fúrtak: az egyiket fent a puszta közepén, mintegy 116 m térszín feletti magasságban, a másikat a puszta keleti szélén, már közel a tó partjához, mintegy 106 m magasságban, tehát az előbbinél jóval mélyebben levő térszínen. A két fúrópont között tehát mintegy 12 m nivókülönbség van.

A felső kút vize nem szökik fel, az alsó kút ellenben bőségesen ki-folyó vizet szolgáltat.

HELPER PÁL, uradalmi számtartó úr szivességéből e két artézi kút fúrásából néhány próba állott rendelkezésemre, melyeket a következőkben említek fel:

### 1. Alsó kút, felszökő vízzel.

0·15—1·25 m. Erősen meszes, növényrostokat tartalmazó sárgás-barnás agyag.

1·25—3·70 m. Szürkéssárga, finomszemű muszkovitos homok.

3·70—14·05 m. Szürkéssárga, helyenként barnás, kissé homokos agyag.

23·19—28·94 m. Szürkéssárgás, finomszemű muszkovitos homok.

34·20—57·10 m. Sárga, finom homokot tartalmazó agyagos márga, mely azonban elég meszes.

57·10—67·80 m. Szürke, finomszemű, erősen muszkovitos homok, kevés agyagos márgás csomóval.

69·51—70·35 m. Fehéresszürke, az előbbinél jóval durvább, erősen muszkovitos homok.

70·35—70·51 m. Szürke agyag.

70·51—71·50 m. Szürkés, csillámos homok, meglehetősen durva-szemű. Az artézi kút vize ebből a homokrétegből ered.

E rétegek közül már 1·25 m mélységtől kezdve lefelé pannoniai (pontusi) rétegeket tárt fel a fúró.

### 2. Felső kút, vize nem szökik fel.

8·77—10·97 m. Szürke, erősen csillámos pontusi homok.

10·97—15·93 m. Szürkéssárga, igen finomszemű agyagos homok.



16·10— 30·23 m. Igen finom, sárgásszürke, homokos agyag.

48·84— 49·74 m. Homokos agyag, vékony, apró, csigahéjtöredékekkel. (Helix ?)

49·74— 59·72 m. Sárgásszürke, homokos, márgás agyag növénynyomokkal.

63·46— 72·80 m. Szürkéssárga, barna, homokos agyag.

72·80— 81·52 m. Szürkés, erősen muszkovitos, meglehetősen durvaszemű homok. A kút vize innét fakad.

103·14—106·08 m. Sárgásszürke, homokos, muszkovitos agyag.

133·98—135·86 m. Finomszemű, sok muszkovitot tartalmazó szürke homok.

150·64—151·34 m. Igen apró szemű, erősen muszkovitos szürke homok.

151·43—158·40 m. Agyagos, rendkívül finomszemcsés márga, helyenként erősebben vasas, limonitos csomókkal.

172·95—173·65 m. Homokos agyagréteg, melyben apró, de néha 1 cm nagyságot is elérő kvarckavicsok fordulnak elő; lignitszerű szénnyomokat is tartalmaz.

180·32—187·40 m. Kisebb-nagyobb, néha diónyi kavicsok: sárgászöröses kvarcit, részben kvarc kötőanyaggal, részben szürkés színű kaolinos kötőanyaggal. Ezenkívül tiszta kvarckavicsok is.

212 m. Színtelen és vöröses színű apró kvarcok törmelékei.

E fúrásmintákban 8 m-től kezdve egészen 180 m-ig pannoniai (pontusi) lerakódásokon hatolt át a fúró. A 72·80—81·52 m mélységben levő homokréteg megfelelhet az előző fúrás 70·51—71·50 m mélységben levő víztartórétegnek; ha ugyanis a felszínen levő térszínfeletti magasságkülönbséget figyelembe vesszük, kiderül, hogy körülbelül teljesen egyforma mély-ségből nyeri a két kút vizét.

Minthogy a felső kút vize nem szállott fel a felszín fölé, egészen 212 m mélységig lehatoltak felszálló víz nyérése céljából. Vizet azonban nem kaptak; úgy hogy a 72·80—81·52 m mélységben levő vizet szivattyúzzák fel. A víz felső nívója azonban körülbelül ugyanoly magasságban van, mint az alsó kút, tehát mindössze csak cca 10 m magasságra kell a vizet szivattyúzni.

A felső kút fúrási szelvénye alapján itt a pannoniai (pontusi) rétegek mintegy 170 m vastagságot érnek el.

### A Lovasberény községi mélyfúrás szelvénye.

Lovasberényben a templom előtti főtéren artézi víz nyérése céljából 300 m-nél mélyebb fúrást létesítettek. Felszökő vizet azonban nem nyertek,

hanem az 50 és 60 m mélység között levő pannoniai (pontusi) homok vizét használják fel víz nyerésére. A víz ugyan nem szökik fel, de csak néhány méterre marad a felszín alatt, úgy hogy szivattyú segélyével belőle kitűnő ivóvizet nyernek.

A fúrás anyagát MAROS IMRE kollégám, ki hivatalos szakértőként működött, áttekintésül rendelkezésemre bocsátotta, miért ehelyütt is köszönetet mondok. Az átfúrt rétegek a következők, a mélységet a 158 m térszínfeletti magassági térszíntől számítva.

0·00—0·90 m. Barna talaj.

0·90—3·70 m. Sárga, homokos lösz *Pupa (Pupilla) muscorum* L. és *HELIX* sp. töredékekkel.

3·70—6·22 m. Erősen homokos lösz, finom, apró kvarckavicsokkal.

6·22—44·20 m. Sárga színű, kissé meszes, homokos pannoniai (pontusi) agyag.

44·20—50·61 m. Sargásszürke, erősen muszkovitos, elég durvaszemű homok.

50·61—60·40 m. Sargásszürke, muszkovitos homok, melyből a kút vizét nyeri.

60·40—70·20 m. Kissé agyagos, szürke homok.

70·20—81·10 m. Sargásszürke, többé-kevésbé homokos agyag.

81·10—96·70 m. Szürke, helyenként sárgás, kevésbé homokos agyag

96·70—118·20 m. Homokos, sargásszürke agyag.

118·20—119·08 m. Erősen muszkovitos, szürke homok.

119·08—146·47 m. Szürke, homokos agyagmárga. Molluscum töredék.

146·47—152·40 m. Szürke, finomszemű agyagos homok. Molluscum töredék.

152·40—156·48 m. Finomszemű, muszkovitos homok.

156·48—166·43 m. Sargásszürke, kissé homokos agyag, *Dreissensia auricularis*, FUCHS, fiatal példányai és *Limnocaedium* sp. töredékekkel. Ostracodák. A *Dreissensia auricularis* Fuchs. a középső pannoniai (pontusi) rétegekre vall.

166·43—168·13 m. Finomszemű, muszkovitos, szürke homok molluscum héjjak töredékeivel.

168·13—187·26 m. Igen finomszemű agyagos, muszkovitos, összeálló pontusi homok.

187·26—189·31 m. Apró, fehér, szürke, rózsaszínbe hajló színű kvarckavicsokat tartalmazó, homokos mészkő. A kavicsok átlag 0·5—3·0 mm nagyok. *Nummulina striata*, D'ORB.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Az eocén kőületek meghatározását VOGL VIKTOR dr. barátom szíveségének köszönöm.



189·31—192·80 m. Apró, fehér és szürke, 0·5—2 mm nagyságú kvarcemurvás, kevés földpátot is tartalmazó homokos mészkő.

192·80—207·36 m. Zöldesszürke, kemény, erősen kovasavas, kővelőszerű anyag, finom homokszemekkel.

207·36—215·23 m. Sárgásszürke mészkő. *Nummulina striata* D'ORB. töredékek (?). Ostracodák.

215·23—219·60 m. Szürke mészkő. *Orthophragmina dispansa*, Sow., *Nummulina striata*, D'ORB. Ostracodák.

219·60—225·25 m. Szürkéssárga mészkő. *Orthophragmina cfr. aspera*, GÜMB., *Nummulina striata*, D'ORB.

225·25—232·45 m Eruptív eredetű finom törmelék tartalmazó erősen kvarcos, homokos zöldes szürkés márga; a finom kvarcsemeneken kívül igen sok magnetit szem s ritkán rutil is előfordul benne, kivételesen fakó biotit is akad benne. A szemek gömbölyödöttek. *Nummulina striata* D'ORB (?) töredékek.

232·45—242·50 m. Meglehetősen durva, barnásszürke, erősen homokos mészkő. *Nummulina striata* D'ORB; kagylótöredékek.

242·50—258·75 m. Szürkés meszes homok.

258·75—261·10 m. Szürkés homokos márga. *Orthophragmina dispansa* Sow.; *Ostrea* sp. (juv.)

261·10—263·20 m. Barnásszürke homokos márga biotitos eruptív eredetű apró törmelékkel.

263·20 m. Sárga mészkő.

263·20—270 m. Sárgásszürke, meglehetősen durva mészkő. *Nummulina striata* D'ORB.

271·5 m. Durva, homokos, zöldesszürke kemény márga. *Nummulina striata* D'ORB.

273·80 m. Szürke, homokos márgás mészkő, zöldes aplitos törmelék nyomaival.

277·60 m. Sárgás-zöldes kvarcos márgás mészkő; törmeléke tarka színű és sósavval leöntve igen erősen pezseg. *Orthophragmina dispansa* Sow. *Batopora* (?).

283·18—284·72 m. Szürke, igen finom márgás agyag. Valószínűleg *Nummulina striata* D'ORB töredékei.

284·72 m. Sárgásszürke, meszes márga, elvértve egy-egy szintelen 0·5—1·0 mm nagyságú kvarcsemmel. Kagylótöredékek és korrodált foraminiferák.

287·02—295·31 m. Szürke, kemény agyag.

295·31 m. Szürke finom agyag.

305·58 m. Szürke színű, homokos, meszes kemény márga, itt-ott szintelen kvarcsemmekkel és biotitfoszlányokkal. *Nummulina striata* D'ORB. Molluscum töredékek.

E minták bizonyossága szerint a felszíntől számított 6·22 m mélységben érte el a fúró a pannoniai (pontusi) lerakódásokat, melyek egészen 187 m mélységig tartottak. A pannoniai (pontusi) rétegek tehát itt kereken 180 m vastagságot érnek el. 187·26 m mélységben a fúró már az eocén-rétegeket ütötte meg közvetlenül a pannoniai (pontusi) képződmények alatt s mind végig, tehát összesen mintegy 118 m-en át a felső eocén rétegekben haladt lefelé.

## Pleisztocénkori képződmények.

### 1. Kavics és homok.

Székesfehérvártól Moha, Csór és Iszkaszentgyörgy felé a Gája patakot a Sárrétől elválasztó Szárazdülőn, továbbá Székesfehérvártól D-re és Dny-ra, Sárpentele és Sárszentmiklós felé homok és kavicsos homok borítja a felszínt. A Sóstó, a katonai lövölde környékén fellépő finom homok D-felé mindinkább kavicsossá válik. Helyenként e kavicsok diónyi, sőt tyúktojásnyi nagyságúak. Rendszeresen azonban csak mogyoró—dió nagyságúak. Anyagukra nézve többnyire színtelen, sárga vagy rózsaszínű kvarckavicsok. Gyakran kalciumkarbonátos réteggel bevontak, melyben apró kavics-, homokszemek vannak beágyazva. A Szárazdülőn, a száraz réteken több homokgödörben fel van tárva a homok és kavics. A száraz réteken levő szőlőkben 110—115 m t. sz. f. magasságban néhol 2—2·5 m vastagságban fel van tárva e kavics, mely itt rendszeren kalciumkarbonáttal össze cementezett konglomerátumot alkot, helyenként homoklencsékkel. Moha, Iszkaszentgyörgy és Csór felé mindinkább a homok az uralkodó, a kavics háttérbe szorul. Itt-ott ritkán e kavics között dolomit és dachstein mészkő görgetegje is előfordul.

A székesfehérvár-iszkaszentgyörgyi törmelékkúp Lóczy<sup>1</sup> szerint a Gájavölgyből lefolyó pleisztocén, vagy óholocén időszakos, torrens vizek hordaléka. A Sárrét déli peremén Székesfehérvár, Sárszentmihály között levő homokos kavicsot Lóczy parti tűzrésznek tekinti.

A székesfehérvári Felsővárosból Lovasberényre vivő úton a lösz alatt a homokgödörökben homokos kavics fordul elő; ez, valamint a város ÉNy-i végén levő temetőben s a Sóstó körül levő kavicsos homok Lóczy szerint az Aszóvölgyből származott a lösz lerakódása előtt.

Pleisztocénkorú az a homok, mely Kisvelence nyugati végének közelében a vékony lösztakaró alatt fel van tárva; ehhez teljesen hasonló s azonos faunájú homokot tár fel a kápolnásnyéki patak is egy ponton. Ezek sárgás, szürkés csillámos homokok, melyekben vékonyabb rétegekben

<sup>1</sup> Lóczy L.: l. c. p. 430.



a homok között borsónyi, mogyorónyi kavicsok is találhatóak. A kavicsok túlnyomó részben kvarcból állanak; igen ritkán rózsaszínű ortoklász-kavics is található közöttük. A két feltárásból a következő fauna került ki:<sup>1</sup>

*Vallonia pulchella*, MÜLL.

*Succinea oblonga*, DRP.

*Limnaea (Radix) peregra*, MÜLL.

*Planorbis (Tropidiscus) marginatus*, DRP.

*Planorbis (Coretus) corneus*, L.

*Sphaerium corneum*, MÜLL.

*Valvata* sp.

*Pisidium (Fluminina) amnicum*, MÜLL.

*Unio* sp. töredékei.

A rózsaszínű ortoklász jelenlétéből valószínű, hogy ezek helyi jellegű, a Velencei-hegységből származó törmelékek, melyeket az északnyugat felől a nagyobb esőzések alkalmával lefolyó vizek hordhattak le.

## 2. Löss.

Miként mindenütt a Dunántúl, úgy a Velencei-hegység környékén is fontos szerep jut a lösznek. A hegység magját kivéve, vékonyabb-vas-tagabb lepel gyanánt borítja el a felszínt, mely alól apróbb-nagyobb foszlányok alakjában kibújnak a pannoniai (pontusi) lerakódások. Ez a lösz-lepel a hegység északi és északnyugati részében kevésbé összefüggőnek bizonyul, mint a déli oldalon. Az északi részen ugyanis sokkal több foltban kibukkannak alóla a pannoniai (pontusi) lerakódások, mint a déli részen, hol — habár néha csak csekély vastagságban is — a lösz összefüggőbb. Az uralkodó északi és északnyugati szél ugyanis a hulló port magával ragadva inkább a szél árnyékában, tehát a hegység déli részén rakta le, mint az északon. Sőt a szél uralma a pannoniai (pontusi) homokokat sem kímélte, hanem felszínüket kikezdette s ezt a durvább homokot is magával ragadva, sok helyütt a hulló finom porral együtt rakta le. Természetes, hogy az ilyen durva homokkal kevert lösz korán se oly finom, mint magából a legfinomabb hulló porból kialakult.

Különösen a hegység északi részében ilyen durván homokos a lösz, főként ott, hol közvetlenül a pannoniai (pontusi) rétegeket borítja. Ez a homokos lösz a hegység északi részében nemcsak a völgyekben, hanem a

<sup>1</sup> V. Ö. VENDL A.: Jelentés a Fejér vármegyében végzett reambuláló felvétetről, m. kir. Földt. Int. 1912. évi jelentései, p. 155.

magasabban fekvő területeken is lerakódott. Néhol annyira homokos, hogy parti fecskék fészkelnek benne. Ezekről közismert, hogy az igen finom lösz nem kedvelik, csak a homokos partokat. Az ilyen homokos lösz a mélység felé, az alatta levő pannoniai (pontusi) homok felé természetesen fokozatosan erősebben homokos, úgy hogy sok helyütt valóban éles határ nélkül megyen át a pannoniai (pontusi) homokba. Az utóbbitól ilyenkor csak faunája alapján különböztethető meg; sokszor természetesen elég nehéz a homokos lösz s a pannoniai (pontusi) homok közt a biztos határt megvonni.

Ilyen erősen homokos kifejlődésű a lösz Lovasberénytől északra, a Diósvölgyben, az Almafivölgyben, továbbá a Rovakjavölgy partjain, Acsa környékén helyenként, a Szűzvárimalom táján, Máriapuszta környékén stb. Ellenben Nadap, Velence környékén, valamint a Cseplek déli oldalán sokkal tipusosabb, jóval kevésbbé homokos lösz fordul elő.

Hogy a pannoniai (pontusi) homok felett a lösz nem alakult ki tipusosan, annak oka részben abban a körülményben is keresendő, hogy a homoknak silány fűvegetációja nem volt képes kellőképen megkötni a lehulló finom port, melyből a tipusos lösz kialakulhatott volna.

A lösz vertikális elterjedésére vonatkozólag megemlíthető, hogy legmagasabban 270 m magasságban észleltem a gróf Cziráky-féle erdőben, a Vaskapuhegy déli részén.

A lösz minőségét és kialakulási körülményeit tekintetbe véve miként a Dunántúl általában, úgy a Velenceihegységben is kétféle löszről lehet szó: 1. Típusos hegyi lösz, 2. Völgyi lösz. A kettő között azonban éles határt megállapítani nem lehet.

A hegyi lösz világossárga színű, rendesen finomabb szemcséjű; rétegzés nincs benne; ellenben finom vertikális csatornácskák sokszor élesen megfigyelhetők. Evvel kapcsolatban kitűnően válik el vertikális falakban. Faunájában csupán csak szárazföldi alakok éltek, melyek a fűvegetáció lakói voltak. Helyenként apró márgakonkréciós löszbabák is láthatók e löszben.

A fauna a következő alakokra szorítkozik:

*Trichia hispida*, L.

*Helix (Arianta) arbustorum*, L.

*Xerophila striata*, MÜLL.

*Chondrula tridens*, MÜLL.

*Clausilia* sp.

*Pupa (Pupilla) muscorum*, L.

*Pupa (Sphyradium) columella*, BERN.

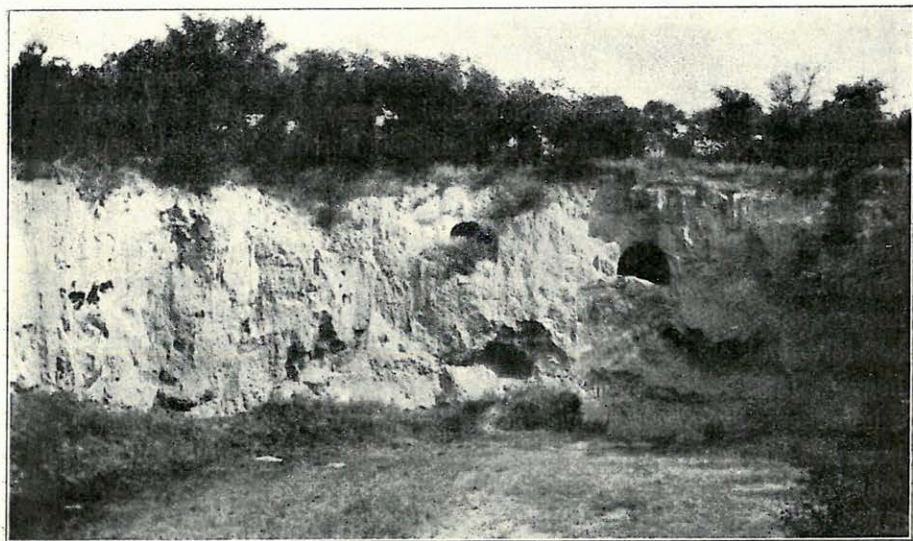
*Succinea oblonga*, DRP.

*Succinea Schuhmacheri* ANDREAE.



Ez a hegyi lösz a hegyek tetőin és lejtőin egyaránt előfordul. Még pedig nemcsak a lankás, hanem a meredek lejtőkön is a déli oldalon. Vastagsága igen különböző: az 1—2 m vastagságtól 10—12 m vastag takarókban is megfigyelhető. Így a Csepelk déli oldalán levő mély út legalább mintegy 10—12 m magasságban tárja fel a hegyi löszet. A Velencei községi szőlőkben is helyenként a szél árnyékában tetemes vastagságú, úgy hogy pincék vannak e kőzetbe bemélyítve. A 34. ábra a velencei szőlőkben levő mintegy 8 m magas löszfal feltárását mutatja be.

Helyenként — mint említettük — ez a hegyi lösz is erősen homokos, főként ott, hol kisebb vastagsága mellett alatta a pontusi (pannoniai) homok-



34. ábra. Löszfal a velencei szőlőkben.

képződmények fekszenek. A Szűzvárimalom környékén, a Tácsikahegyen, Ságihegyen, a Máriapuszta, a Talliánmajor tájékán meglehetősen homokos kifejlődésű a lösz. A Lovasberény mellett levő Kazalhegy, melyen a lösz mintegy 12—15 m vastagságban fel van tárva, szintén kissé homokosnak látszik; de természetesen típusos löszfauna fordul mindezekben elő. A lösznek ez a homokos kifejlődése lehetett az oka annak, hogy a régi geológiai térképen sok helyütt a finomabb szemcséjű pannoniai (pontusi) homokok is lösznek vannak megjelölve. Így a területünkön már kívül eső Torna-puszta,<sup>1</sup> Miklósmajor környékétől dél felé húzódó pannoniai (pontusi)

<sup>1</sup> V. ö.: TAEGER HENRIK: A Vérteshegység földtani viszonyai térképével. M. kir. Földtani Intézet Évkönyve, XVII., 1. füzet, Budapest, 1909.

homok, mely a Lujzamajor felé folytatódik, a régi Winkler-féle térképeken még lösz gyanánt szerepel.

A völgyi lösz a mélyebb völgyeket foglalja el s kialakulásában az eolikus hatásokon kívül kétségtelenül fontos szerep jutott a völgyekben mozgó víznek is, továbbá a lejtőkről a völgy oldalain a völgy fenekébe lefolyó víznek is. Ez a lejtőkről lefolyó víz magával ragadott a pannoniai (pontusi) homokból részeket, helyenként borsónyi kavicsokat is s ezeket a völgyekben lerakta, hol azután a hulló porral együttesen kialakult belőlök a völgyi lösz. Valószínű, hogy a lefolyó víz az időközben a magaslatokon már meglevő löszből is sokat lemosott; s így a völgyi lösz ily módon is gyarapodott.

Erre a löszre jellemző, hogy rendszeren jóval homokosabb, durvább, mint a tipusos hegyi lösz. Keletkezéséből következik, hogy rendszerint elég jól rétegzett. Különösen szembeeső ez a rétegzettség ott, hol a durvább pannoniai (pontusi) homokokból is bemosott a víz kisebb-nagyobb mennyiséget. Az eredeti pannoniai (pontusi) homoktól borított területekről a felszínen heverő apró kavicsokat is természetesen magával ragadta a lejtőn lefolyó csapadékvíz. Innét érthető azután, hogy ebben a völgyi löszben helyenként egész összefüggőnek látszó vékony rétegecskékben fordulnak elő a kavicsok. Ezek a kavicsok rendszeren csak mintegy borsónagyságúak; ritkábban mogorónyi nagyok. Ilyen vékony kavicsrétegecskék fordulnak elő pl. a Rovakjanapatak völgyében, a Diósvölgyben, a Cserhegy és Jánoshegy közötti vízmósásos árokban stb. Acsánál a Tóvölgyben a homokos, agyagos pannoniai (pontusi) lerakódások fölött levő lösz erősen homokos, réteges; helyenként benne több apró kavicsos réteg s egy sötétebb, mintegy  $\frac{1}{2}$  m vastag húmoszosabb réteg is megfigyelhető. A rétegek ÉÉK felé dőlnek igen lankásan.

A völgyi lösz többnyire nem annyira meszes, mint a tipusos lösz. Rendszeren kissé sötétebb árnyalatú, mint a magaslatok lösze. Végül jellemző rá, hogy faunájában a szárazföld lakóin kívül itt-ott édesvízi csigákat is tartalmaz. A fauna főleg a következő alakokból áll:

- Helix (Arianta) arbustorum*, L.
- Helix (Vallonia) pulchella*, MÜLL.
- Trichia hispida*, L.
- Pupa (Pupilla) muscorum*, L.
- Xerophila striata*, MÜLL.
- Chondrula tridens*, MÜLL.
- Succinea oblonga*, DRP.
- Succinea Schuhmacheri*, ANDREAE.
- Planorbis*, sp. töredék.



*Lithoglyphus naticoides* FÉR.

*Limnaeus* sp.

Megemlítem azonban, hogy az édesvízi alakok mindig sokkal ritkábban fordulnak elő, mint a szárazföldi fajok.

A völgyi lösz helyzetére vonatkozólag felemlítem, hogy rendszeresen csak kis magasságig fedi a völgyek oldalát. Így a Jánoshegy és Cserhegy között levő árokban a pannoniai (pontusi) homokos agyagon nyugvó réteges, apró kavicsos völgyi lösz csak mintegy 20 m magasságig nyúlik föl. Ezután felfelé a lejtőn már az erősen homokos, de nem réteges hegyi lösz következik.

A hegyi lösznek a legalsó része szintén gyakran tartalmaz konkrét, kavicsos rétegecskét közvetlenül az altalajon. Fölfelé azonban a löszben ezek nem ismétlődnek, hanem teljesen hiányoznak, úgy hogy természetesen itt már nyoma sincs a rétegeességnek.

A mélyebb — 6—10 m magas partfallal bíró — völgyeknek a feltárásai (Nagyvölgy, Diósvölgy, Almafivölgy, Jánoshegy és Cserhegy közt levő völgy) arra vallanak, hogy a lösz kialakulása előtt a völgyek tágasabbak és tagoltabbak lehettek. A térszint lehetőleg lefelszerűen befedni törekvő hegyi lösz s a mélyedésekben összegyűlő völgyi lösz ezt a tagolt-ságot kisebb-nagyobb mértékben csökkentette. Így a Jánoshegy és Cserhegy között levő löszbe bevált árok, vagy a Világosmajortól K-re levő D-felé húzódó árok ma határozottan jóval összeszorultabb, mint a lösz lerakódása előtt, mikor — a most már elfödött — pannoniai (pontusi) rétegek alkották az árok partját.

A völgyi löszben itt-ott hatalmas, meredek falakkal határolt vízmósások fordulnak elő. Így a Jánoshegy és a Cserhegy között levő völgyben a lovasberényi szőlőkben.

## Holocén képződmények.

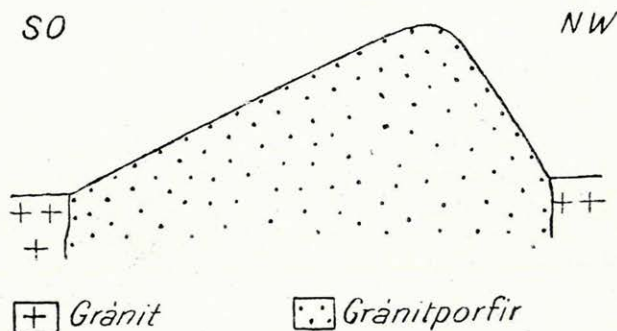
### 1. Deflációs hatások.

A szél munkájának eredménye a Velencei-hegységben nem egy ponton hagyott nyomott hátra. Ezek a szél okozta hatások néha csak jelentéktelenek, lokálisak; sok helyütt azonban annyira számottevők, hogy a térszín mai alakjának kialakulását lényegesen befolyásolták.

Az uralkodó szélirány az északi, illetőleg az ÉNy-i területünkön. Ez az átlagosan északi irányú szél nemcsak a lösz képződését segítette elő, hanem kifúvó és a magával ragadt porral csiszoló hatást fejtett ki. Természetes, hogy mindezek a hatások főként a hegységnek észak felé néző oldalain nyilvánultak legerősebben.

A szél-csiszoló hatása szembeszökő a Cseplekhegyen. Itt, a kálvária környéken kimeredő kvarcittömböknek többé-kevésbé észak felé fordult oldalai tükörfényesre vannak csiszolva felületeiken. E felületek egyenetlenül kimartak, kisebb-nagyobb mélyedések, hepehupák képződtek rajtuk; de ez az egyenetlen felület annyira kicsiszolt, hogy valósággal fénylik helyenként. Minthogy e kvarcitsziklákon vegetáció alig, vagy egyáltalában nem vert gyökeret, a szél csiszoló és kimaró hatását a magával ragadt pannoniai (pontusi) homok segítségével akadálytalanul végezhetette.

Míg ezek a szélescsiszolta kvarcittömbök csak lokálisak s a vidék térszínének kialakulására nem hatottak, addig a Meleghegy és a Tomposhegy környékén oly deflációs jelenségekre bukkanunk, melyek a terület felszínének mai karakterét alakították ki.



35. ábra. A gránitporfir-dombok átmetszete.

A Meleghegy gerincétől közvetlenül délre levő DNy-i irányban húzódó gránitporfir-vonulat ma egyes apróbb dombokból áll, melyek DNy—ÉK-i irányban csatlakoznak egymáshoz. E kis domboknak a gerince összeesik a gránitporfir telér csapásának irányával. A domboknak az északi oldala sokkal meredekebb, mint a déli. E viszonyokat vázlatosan a 35. ábra tünteti fel. A dombok eredetileg egy összefüggő vonulatot alkottak, mely a kontaktus paláknak erodálása után — minthogy a telér anyaga ellentállóbb, mint maga a gránit — a gránitból mintegy tarajként állhatott ki. Az erős szél, mely a magával ragadott port nagy erővel súrolta e kiálló taraj északi oldalához, meglehetősen meredekre csiszolta ezt az oldalt. Egyszersmind a szél a lekoptatott gránitporfir-törmeléket kifűtta eredeti helyéről. A déli oldala a telérnek, mely az uralkodó szél árnyékába esik, ilyen hatásnak kitéve nem volt; ez az oldal az atmoszferikus hatásokra lankás felületűvé vált. Az eredetileg összefüggő telérnek kisebb dombokra való széttagolásában szintén fontos szerepe lehetett a szél kifűvő hatásának.

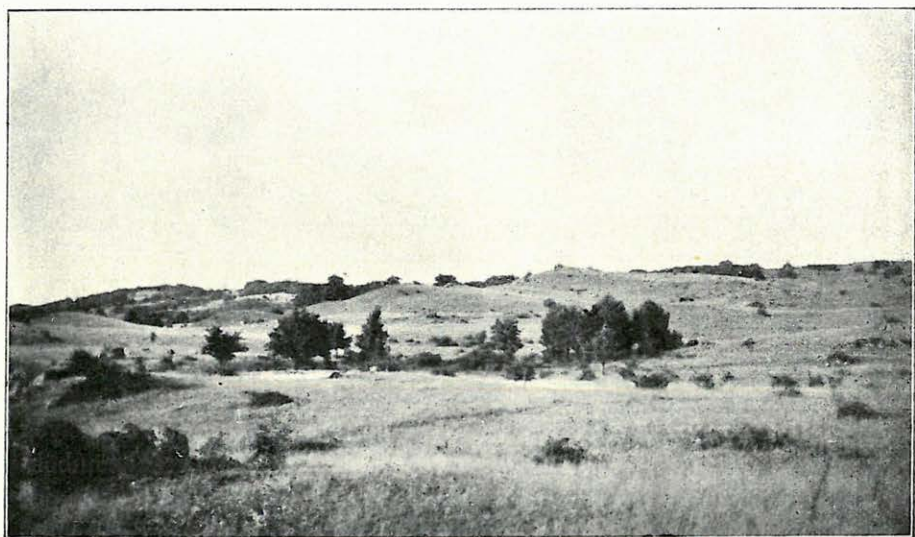


Bár kétségtelen, hogy ez utóbbi folyamat megtörténte részben már a csapadékvizek eróziójának eredménye.

Ily módon, tehát a szél munkájának hatására alakult ki e gránitporfir telérnek az a formája, melyet ma magunk előtt látunk. (14. ábra.)

Ehhez hasonló az előbbtől DNy-ra levő gránitporfir-telér kialakulása, melynek fotografiáján a tárgyalt viszonyok talán még jobban szembe-tűnnek. (36. ábra.)

Itt-ott magán a grániton is félreismerhetetlen nyomokat hagyott hátra a szél. Talán legszembeesőbb ez a szélhatás a Tomposhegynek a



36. ábra. Gránitporfir-dombok vonulata a délnyugati oldalról nézve.

nyugati oldalán. Ha a Bellapatak jobb partja felől, a Karácsonyhegyen levő Pákozdi községi szőlők északi széléről szemléljük a Tomposhegyet, feltűnik a térszín egyenetlensége: kisebb hepehupák emelkednek ki, melyek átlag nem igen magasabbak egy méternél. Ez apró dombocskák mind olyan alakúak, mint az imént leírt gránitporfir dombok; északi oldaluk ugyanis jóval meredekebb, mint a déli. Ez ismét a szél uralmára vezetendő vissza. A szél a gránit testét is kikezdte, hepehupássá tette s létrejöttek e kis dombocskák, melyek északi oldalukon a szél hatása folytán meredekek. E dombocskák tehát nem állanak kapcsolatban a gránitnak már tárgyalt gömbös mállásával, hiszen nem is gömbalakúak. Annyi azonban megint bizonyos, hogy a csapadékvizek is állandóan rombolják e kis halmokat.

Mivel a gránit itt csak igen silány fűvegetációval fedett, melyhez

legföljebb egy-egy *Ononis spinosa*, *Rubus ideus* stb. csatlakozik: az egész tájkép itt erősen emlékeztet valamely sivatag képére!

A Csalai-erdőben s ott, hol a terület erdősített, ez a jelenség természetesen elmosódott.

## 2. Lejtőtörmelék.

A gránit az atmoszferiliák hatására darává hullik szét, mely a lejtőkön helyenként a csapadékvizek hatására összehordódik. Ez a finomabb-durvább gránitdara, illetőleg homok aránylag elég nagy foltot borít a Pákozdi községhez tartozó Suhogó szőlőben és a szőlőtől északra, hol helyenként 1·5—2 m vastagságot is elér. A Pákozdról Dinnyés felé vivő út kiágazásánál a pleisztocén lösz is erősen keverve van lejtőtörmelékkel.

Hasonlóképen sok gránittörmelék keveredett a lösz felső részeibe a Velence és Sukoró között levő szőlők déli lejtőjén.

Általában a lejtők törmeléke a hegység déli oldalán, tehát a meredekebb lejtők alján sokkal nagyobb mértékben halmozódott fel, mint a hegység északi részében. Mind a mellett ez a törmelék csak igen alárendelt szerepű.

## 3. A gránitterület felszíne.

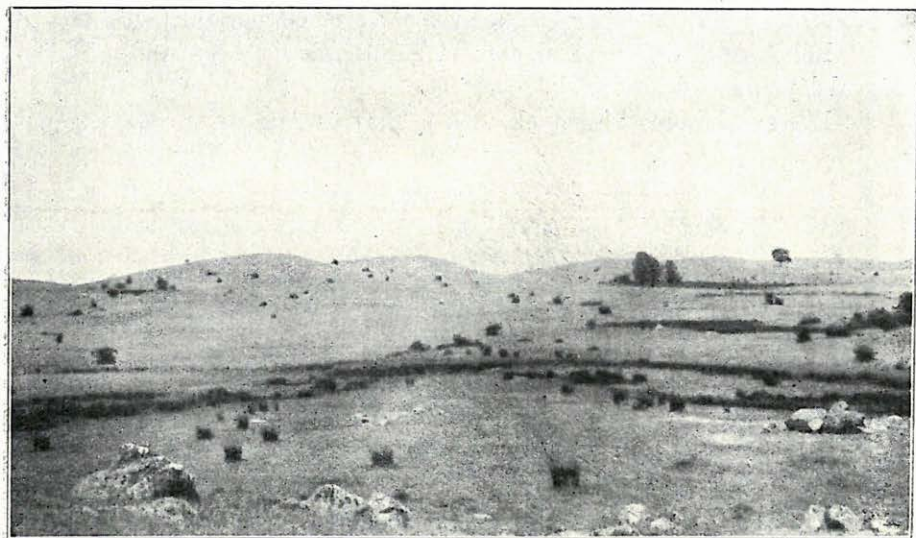
Miként már említettem, az atmoszferiliás hatásokra a gránit felszíne többé-kevésbé legömbölyített. A gránitban fakadó apró patakok, melyek D-felé folynak, le többnyire mély árkokat vájtak ki a gránitban, melyek gyakran meredek parttal s a partokon kiálló legömbölyödött gránittömbökkel tűnnek szemünkbe. Ilyen meredek fallal bíró árok a Világos major tájékától a Laposvölgy felé húzódó völgy, továbbá a Meleghegy déli oldaláról Sukoró felé lejtő két mély árok. Az utóbbi két árok a Csöntérhegy tájékán a gránitporfirokat is átvágja. Bár ez árkok rendszeren csak kevés vizet tartalmaznak, a tavasszal összegyűlő, aránylag bővebb víz elégséges arra, hogy ez árkokat kimélyítse.

A Bellapatak már viszonylag kisebb eséssel folyik s partjai sem oly meredek, mint az előbb említett árkokéi.

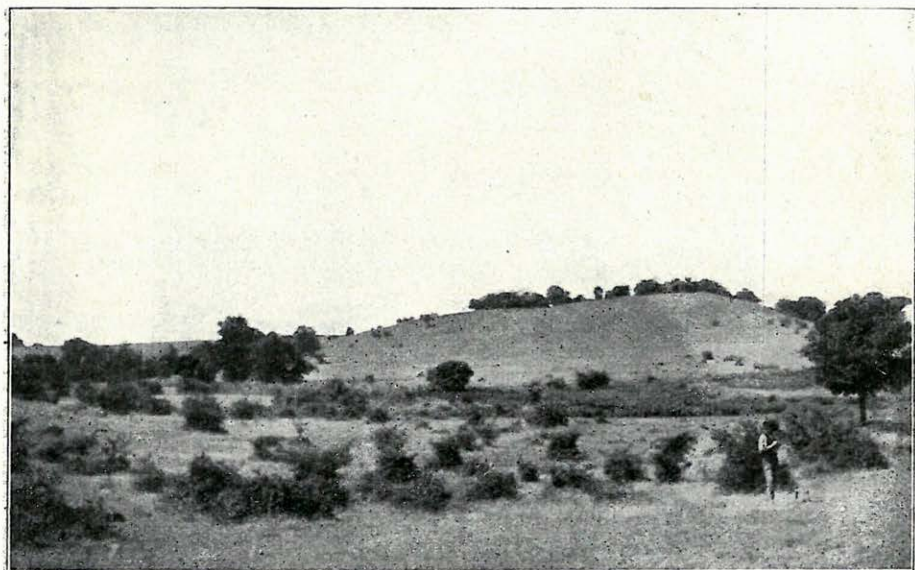
Magában a gránitban úgyszólván minden mélyedésben és az árkokban források szivárognak elő. Ezek azonban rendszeren nem állandók, hanem csak tavasziak. Így még a Meleghegytől D-re levő, s a Csöntérhegy keleti oldalán húzódó árokban levő források vize is nyár idején igen erősen megcsappanik.

A gránitnak a víztartalmával függ össze az a jelenség, hogy ott, hol a gránit területén kisebb mélyedések, hepe-hupák fordulnak elő, ott kisebb-nagyobb tócsákat, mocsaras területeket találunk, melyeket sás és nádból álló vegetáció díszít (37., 38. ábra).





37. ábra. Mocsaras terület a sukorói legelőn. A háttérben a Meleghegytől D-re levő gránitporfir-vonulat dombjai.

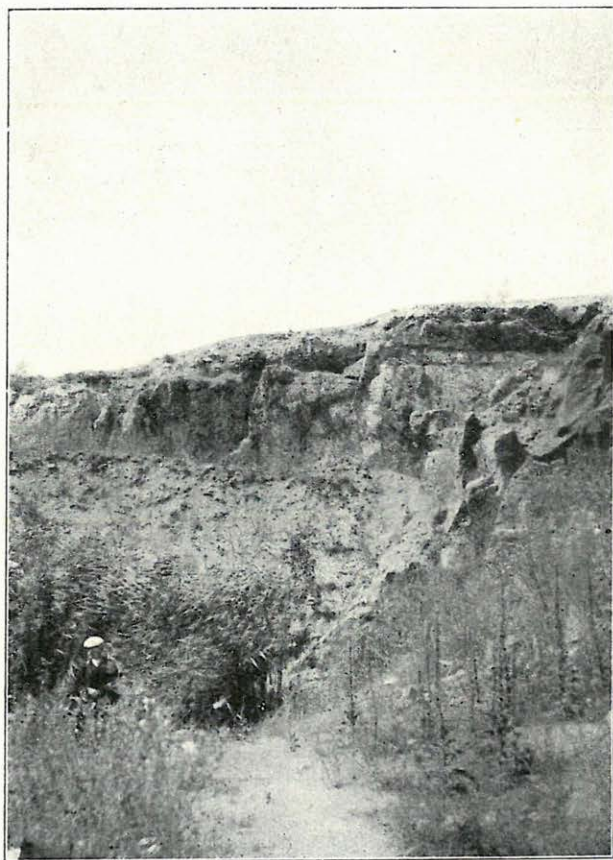


38. ábra. Tócsás részlet az Öreghegy és a Világos-major között levő területről.

Ezek a nedves, zöld foltok valóságos oázisként tűnnek fel a gránit-tömbökkel borított komor jellegű, gyenge vegetációjú területen.

Néhol, mint a Bellapatak forrása körül ezek a tócsás területek valósággal lápokra emlékeztetnek.

Egészen hasonló viszonyok ezek a Barr és Andlau környéki gránit-



39. ábra. Nádas az egyik elhagyott kőbányában a Karácsonyhegyen.

területen előforduló tűzeges területekhez, csak hogy itt, a Velencei-hegységben, ezek a tócsák jelentéktelenebbek.

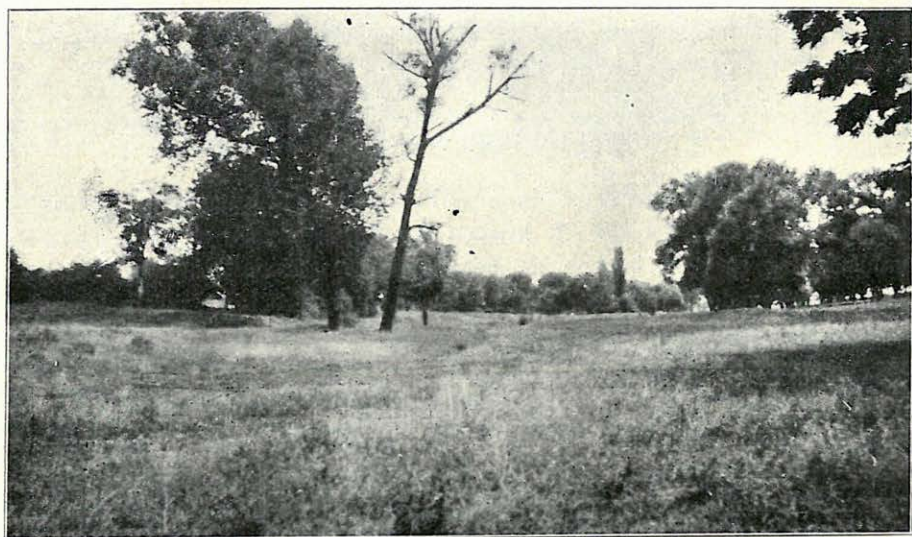
Ugyancsak erre az okra vezetendő vissza az a körülmény, hogy a kissé mélyebb kőfejtőkben víz fakad s ez a víz még az esetleg befolyt esővízzel együtt kis mocsarak alakjában állandóan megmarad egyik-másik kőbányában. Sőt néha valóságos kis nádas képződik a kőbányák alján



levő tócsákban, amint ez a Karácsonyhegyen s Pákozd község ÉK-i szélén levő elhagyott kőbányában látható (39. ábra).

#### 4. Folyóhomok és agyag.

A Velencei-hegység patakjai, melyek sekély vízűek, általában a tektonikai irányokat követik. Egy pillantás a térképre azonnal megmutatja, hogy csaknem az összes patakocskák ÉNy---DK-i irányban folynak le a Velenceitő felé. A legnagyobb patak, mely a hegységet keresztül szeli, a



40. ábra. A Cibulka vízének holocénja.

Császárpatak, mely a Csákvár---Zámolyi depressziót köti össze a Velenceitőval. Pátka körül pannoniai (pontusi) homok és agyagos homok képezi e patak medrének altalaját. A tavaszi és őszi esőzések alkalmával összegyűlt nagyobb víz működésének eredménye a homokos holocén talaj. Csalán alul, már közel a Velenceitőhoz a patak kiszélesült holocén árterületén csigahéj-töredékeket tartalmazó mocsárföld alakult ki.

A Tiszta víz szintén meglehetősen homokos holocén-képződményt hordott össze, mely azonban a Rovakja völgyben helyenként erősebben agyagos. A Cseplek és Csekélyhegy között átfolyó Cibulka vízének holocénja agyagos homok, meglehetősen buja vegetációval (40. ábra).

A Velenceitőnak s a Laposvölgy déli részének holocénjára jellemző, hogy a legfelső egy-két centiméteres feketés színű talaj alatt sárgás, szívós

agyag fordul elő, melyből a tó környékén különösen a Láposvölgy déli széle körül fehér só virágzik ki. E só SZINYEI MERSE ZSIGMOND kollégám kvalitatív vizsgálatai szerint vizes oldatban neutrális kémhatású és túlnyomórészen  $Na_2SO_4$ -ból áll, melyhez igen kevés  $FeSO_4$ ,  $MgSO_4$  és  $CaCO_3$  járul.

A tó vizének ez a glaubersós tartalma lehetett az oka annak, hogy a tóban nincs molluszkum. Miként ezt LÓCZY<sup>1</sup> kifejtette a tó időnként kiszáradhatott s glaubersós kivirágzás lepte el a kiszáradt tófeneket. A lassan-ként összegyülemelő víz annyira koncentrált sóoldat volt a feloldott kivirágzásoktól, hogy a molluszkumok életfeltételeinek nem volt kedvező. KORMOS TRIVADAR<sup>2</sup> tanulmányai szerint csupán csak a tó délnyugati szögletében levő zsombékokon és Dinnyés állomás közelében, időnként kiszáradó tómederben sikerült a puhatestűek gyűjtése.

### Tektonikai viszonyok.

A Velencei-hegység, a dunántúli magyar középhegység legrégibb tagja t ö n k h e g y s é g. A kristályos magot alkotó eruptív magma valószínűleg az alsó karbon és perm között intrudált és nagy mélységben merevedett meg. Később történt e kristályos tömegnek a kiemelkedése, melynek folytán a Velencei-hegység a dunántúli magyar középhegység egykori közepmagját képezte, mely egyszersmind valószínűleg egy antiklinális magja is volt. E magtól délkeletre és északnyugatra lehetett kifejlődve az antiklinális két szárnya. Eredetileg ily szimmetrikus volt a középhegység, de a délkeleti szárnya lesüllyedt. Az északnyugati szárny egy része ma is a felszínen van (Vértes stb.).

Mert a Velencei hegységet is — miként a középhegység többi részét — t ö r é s e k szabályozzák. Jól lehet, hogy az ily tisztán eruptív eredetű hegységben a törések kinyomozása többnyire csak feltevéseken alapul, mégis több törésvonalat kell valószínűnek tekintenünk. Magában a gránitban is észlelhető oly jelenség, ami esetleg szintén a törések bizonyítéka. Nevezetesen — amint a petrográfiai részből kitűnik — a gránit ortoklászaiban gyakran észlelhetők infiltrációszerű vékony kvarctelepülések. Ezek minden valószínűség szerint kvarcos infiltrációk a gránitban, illetőleg a gránit elegyrészeiben, melyek vagy a telérhasadékok képződésekor, vagy a későbbi tektonikus törések alkalmával képződhettek.

Már maguknak a telérhasadékoknak képződése, melyek a gránitos

<sup>1</sup> LÓCZY L.: l. c. p. 536.

<sup>2</sup> KORMOS T.: A fejérmegyei Sárrét geológiai multja és jelene. Budapest, 1909, p.



magma utolsó hasadási termékeivel töltődtek ki s melyek a gránit tömegének kihülése közben képződtek, — megszabta a hegység fő tektonikai irányát. E telérek ugyanis kisebb eltérésekkel mind SW—NO csapásúak. Evvel a fő tektonikai iránnyal párhuzamos törési vonal húzódik végig a hegység DK-i lábánál, a Velencei-tó ÉNy-i partja hosszában, melynek mentén a középhegység DK-i szárnya lesüllyedt. Ugyancsak ilyen irányú törési vonalat tételezhetünk fel a hegység ÉNy-i szegélyén is, mely a kórakástól a Vargahegy ÉNy-i oldalánál s a Szűzvári malmon át az Almafi völgy felé húzódhatik. Ez a törés minden valószínűség szerint eocén előtti a lovasberényi mélyfúrás biztonsága szerint. Itt — miként láttuk — a pannoniai (pontusi) rétegek alatt még 300 m-re a térszín alatt is eocén rétegeket tárt fel a fúró. Igen valószínű, hogy itt egy eocén előtti töréssel állunk szemközt. Ezekkel párhuzamos a Velencei tó déli partja mentén végighúzódó törés is.

Egy pillantás a geológiai térképre azonnal feltűnővé teszi, hogy a Velencei-hegység s környékének fő völgyei nagyjában mind NW—SO irányúak. Minden valószínűség szerint ezek az árkok törésvonalakkal vannak kapcsolatban. Ezek a törések nagyjában mind párhuzamosak s irányuk megegyezik a középhegység NW—SO tektonikai irányával. Ugyanily irányúak a posztvulkáni hatások eredménye gyanánt előállott kvarcittelérek is. E telérek helyenként tetemes hosszú hasadékokban jöttek létre, amire legjobb példa a Csúcsoshegynék tarajként kiemelkedő gerince. Nem lehetetlen, hogy az andezitok feltolulásával s az utánuk következő posztvulkáni hatásokkal karöltve járó telérhasadékok s a velük teljesen párhuzamos árkok oly tektonikai irányok, melyek egy időben képződött törések eredményei. Ha ez valóban így van, akkor ezeket a töréseket az andezitok ki-törésével egy időben, vagy kevéssel azután képződötteknek tekinthetjük.

Ilyen NW—SO irányú törési vonalat kell feltételeznünk a Cseplek keleti végén, ami mellett nemcsak a Vereben és Pázmádon keresztül folyó patak, de az a körülmény is bizonyítani látszik, hogy a Cseplek itt hirtelen meredeken végződik, ami legjobban a tőle keletre eső résznek leszakadásával érthető meg. Valószínű, hogy a Cseplek maga is rög s a Cibulkapatak is egy NW—SO irányú törési vonalat jelöl. Valószínű, hogy a Cibulkavölgyben, a Cseplek és Csekélyhegy között levő forrás tektonikus eredetű. A Csekélyhegy, Csúcsoshegy és a Templomhegy is esetleg egy-egy rög lehet; a lösz-takaró miatt azonban a törések közelebről még csak nem is sejthetők.

Velencétől Nadapon keresztül Lovasberény felé szintén egy NW—SO irányú törési vonalat kell feltételeznünk. E törés mentén törhettek fel a legkeletibb fekvésű andezitok. Ez az a vonal, melyről az andezitokkal kapcsolatban már szó volt.

A Császárpatak is minden valószínűség szerint egy törésvonalat képvisel, mely a Csákvár-i depressziót a Velencei-tóval köti össze.

Végül a hegységet nyugat, illetőleg délnyugat felől a Mór—Székesfehérvár-i törésvonal határolja.

A Velencei hegységben sem a mediterrán, sem a szarmáta képződmények nem fordulnak elő, holott a hegység távolabbi környékén megvannak. Kétségtelen bizonyítéka ez a jelenség annak, hogy a mediterrán és szarmáta képződmények lerakódásakor a Velencei hegység szárazon állott. Csak közvetlenül a pontusi rétegek lerakódása előtt süllyedt le a hegység annyira, hogy a mai térszínen még 200 m-nél magasabban levő (260 m) pontokat is a pontusi üledékek fedhették el.

A pannoniai (pontusi) rétegek vastagsága lesüllyedt rétegekre vall. A székesfehérvári legmélyebb fúrás — melyről Lóczy<sup>1</sup> megemlékezik — 111 m magasságban 250·1 m-ig hatolt le s innét is csak pannoniai (pontusi) rétegek kerültek napfényre. A lovasberényi fúráspróbák bizonyossága szerint a felszíntől (158 m t. sz. f.) 188 m-ig pannoniai (pontusi) rétegekben járt a fúró. Igen valószínűnek látszik, hogy a tektonikus mozgásokban ezek a rétegek is résztvettek.

## II. KÖZETLEÍRÓ RÉSZ.

### A gránit.

A gránit legjobban feltárva a székesfehérvári városi kőbányában, a Szent Donát temploma alatt tanulmányozható.

Meglehetős öregszemű kőzet, melyben makroszkóposan rózsaszínű ortoklász, fehér plagioklász, barnásfekete biotit és kvarc ismerhető fel. Mikroszkóppal ezeken kívül apatit, zirkon, ritkán epidot és pirit is kimutatható.

Az ortoklász rendszeren rózsaszínű, vagy csak igen halvány rózsaszínű, majdnem színtelen. Néha erősen a húsvörös színbe hajló, de ekkor már kevésbé üde. Egyénei nagyok, néha 2—3 cm hosszúak. Az *M*, *P*, *l*, néha az *y* is felismerhető a kristályokon. Gyakran azonban az idiomorfizmus hiányzani látszik, különösen akkor, ha az ortoklász nem emelkedik ki kissé nagyságával a többi elegyrész közül. Ekkor is észlelhető azonban, hogy az ortoklász majdnem a széléig teljesen idiomorf s csak a legkülső növekedési rész miatt allotriomorf jellegű. Egyes kristályokban, vagy karlsbadi ikrekben kifejlődött.

Az ortoklász általában elég üde; gyakran azonban nem teljesen friss, hanem zavarosan átlátszó. Az ilyen zavaros foltok, melyek főként a hasa-

<sup>1</sup> Lóczy L.: l. c.



dási vonalkák mentén észlelhetők, finom, apró muszkovitpikkelykéktől (szericit) erednek. Ilyenkor a szericitpikkelyek közt apró, igen gyenge kettőstörésű kaolinos foltok is észlelhetők. Ez a muszkovitos átalakulás kétségen kívül másodlagos mállási folyamat eredménye s mindig csak kisfokú, úgy hogy az ortoklászok mindig sokkal üdőbbek, mint a plagioklászok.

Az ortoklászban zárványként *kvare*, *plagioklász*, *biotit* s igen ritkán szintelen *parányi zirkon-prizmáska* fordul elő. A zárványként fellépő *kvare* néha sajátságosan öblös szelű s korróziós jelenségre emlékeztet. A plagioklász-zárványok ritkábbak s sohasem észlelhetők az ortoklászban szabályos átnövésben. A biotit főként a hasadást jelző vonalkák mentén észlelhető a csiszolatokban zárványként.

A *plagioklász* fehérszínű, ritkán 1 cm hosszúságot is elér. Rendesen az *M* szerint táblás. Albit, karlsbadi s ritkán periklin törvény szerint alkotott ikrekben fordul elő. Törésmutatója az immerziós módszerrel és a BECKE-féle vonal segítségével mérve:

$$\frac{\alpha + \beta + \gamma}{3} = 1.542 - 1.545.$$

E meghatározás *oligoklász*-ra vall. Karlsbadi és albitikren (010)-ra  $\perp$  metszeten a konjugált szimmetrikus kioltás:

$$1 \text{ és } 1' = \pm 2$$

$$2 \text{ és } 2' = \pm 5$$

ami  $Ab_{75}An_{25}$  összetételű *oligoklász*znak felel meg. A Ságmajor mellett gyűjtött gránitban a karlsbadi és albit ikren  $\perp$ -en (010)-ra a következő kioltást észleltem:

$$1 \text{ és } 1' = \pm 5^\circ$$

$$2 \text{ és } 2' = \pm 3^\circ$$

továbbá

$$1 \text{ és } 1' = \pm 6^\circ$$

$$2 \text{ és } 2' = \pm 5^\circ$$

Az utolsó érték  $Ab_{85}An_{15}$  *oligoklász*ra vall.

Egészben véve tehát a gránit *oligoklász*ának összetétele középtértekben  $Ab_{80}An_{20}$  ez optikai megfigyelés szerint.

Zónás struktúra nincs, vagy csak igen ritkán s akkor oly gyenge, hogy alig lehet megkülönböztetni.

A plagioklászok elég frissek; gyakran azonban zavarosak, amennyiben a mállás átalakító hatása folytán képződött *muszkovit* (= szericit) pikkelykéket tartalmaznak. A nem teljesen üde kőzetpéldányokban e muszkovitpikkelykék gyakran az egész *oligoklász* belsejét kitöltik. Egyébként csak lokálisan, szabálytalan foltok alakjában figyelhető meg a muszkovit egymást keresztező kis pikkelykében.

Zárványként az oligoklászban biotitlemezzék s helyenként apró kvarcszemecskék és igen ritkán az apatit keskeny, szintelen tűi fordulnak elő. Egy esetben parányi, szintelen zirkon-prizmáskát is észleltem, melynek terminális vége legömbölyödött.

A k v a r c allotriomorf; makroszkóposan szürkés árnyalatú, vékonycsiszolatban teljesen szintelen. Pont-, ellipszisalakú szintelen folyadékzárványok észlelhetők benne, melyek nála kisebb fénytörésűek. Ritkán mozgó libellás folyadékzárvány is megfigyelhető. Gyakran e folyadékzárványok sűrű sorokká csatlakoznak egymáshoz. Ezenkívül ritkán szintelen, a terminális végeken legömbölyödött zirkon-kristályka s kivételesen parányi földpát is előfordul zárványként.

Elég gyakori a kvarcnak összenövése ortoklással, helyesebben átnövése ortoklással. A kvarc rendszeren finom, vékony szálak alakjában növi át az ortoklást. E szálak többnyire hajolt, görbült lefutásúak, de mégis bizonyos mértékig közelítőleg párhuzamos elhelyezésűek. Valamennyien meglehetősen egyformán orientáltak; rendkívül vékonyak, 0.02 mm a maximális vastagságuk. Ezek az infiltrációszerű vékony kvarcbetelepülések gyakran még a szomszédos ortoklászban és plagioklászban is folytatódnak. Minden valószínűség szerint ez a jelenség másodlagosan állhatott elő. Még pedig részben a muszkovitosodással karöltve járó  $\text{SiO}_2$  kiválásból kifolyólag, részben az  $\text{SiO}_2$  anyaga kívülről is infiltrálódhatott, mert a kvarcszálak rendszeren a repedések irányát követik. Általában néha az ásványszemek, főleg a kvarcok közt repedések észlelhetők, melyek gyakran apróbb kvarccal kitöltöttek. Legvalószínűbb, hogy a muszkovitosodással járó csekély  $\text{SiO}_2$  kiválástól eltekintve, ezek a kvarcos infiltrációk a gránitban, illetőleg a gránit elegyrészeiben előállott finom litoklázisoknak kvarccal való kitöltései. (II. tábla 3.) A litoklázisok, a gránitporfirok, vagy aplitok kitorésével járó repedések hatására, vagy pedig a későbbi tektonikus törések eredményeként állhattak elő. Ritkán a kvarcokon kissé unduláló kioltás mutatkozik, ami szintén nagy nyomásra vall.

Néha azonban a kvarcnak ortoklászban való átnövése az illető ortoklász-egyen határán élesen bevégeződik, tovább a kvarc szála nem folytatódik s ilyenkor a szálak teljesen egyformán orientáltak. Ezek mindenesetre primer granofiros összenövések; ekkor a kvarcszálak úgyszólván párhuzamos lefutásúak, mind egyformán orientáltak. Az ortoklász és kvarc eutektikuma eredményezte a két elegyrész összenövését.

A biotit barnásfekete színű, vagy barnásfekete zöldes foltokkal; vagy — ha a kőzet nem elég üde — zöldesszínű. Néha 0.5 cm nagyságot is elér. Optikailag negatív; opt. tengelysík || (010)-val. A barnásfekete színűek tengelyszöge többnyire  $0^\circ$  körül. Pleochroizmusa:  $\gamma$  = igen sötét



kávébarna,  $\beta = \gamma$ , vagy = halványabb barna,  $\alpha$  = halvány szalmasárga. Helyenként azonban a biotit erősen megzöldült. Ezek a másodlagosan képződött kloritos részek meglehetősen szabálytalan elhelyezésűek s kettőstörésük jóval kisebb a barnaszínűénél. A zöld és barna részek legtöbbször ugyanazon a csillámlemezen is előfordulnak s ilyenkor a zöld foltok túlnyomón a csillám szélein dominálnak. Ekkor természetesen a pleochroizmus is kétféle: a barna foltokon:  $\gamma$  = sötét kávébarna, (néha kissé zöldes árnyalattal),  $\beta$  = halványabb barna,  $\alpha$  = halvány szalmasárga; a zöld foltokon:  $\gamma$  = zöld,  $\beta = \gamma$ , esetleg = halványabb zöld,  $\alpha$  = halvány zöldessárga. Ha a kőzet nem elég friss, a kloritos foltok túlnyomók s szélük vékonyabb-vastagabb vasoxidos mállási zónával körülvett, mint a Nadaptól közvetlen DK-re, a háromszögelési fix pontnál szálban álló mállottabb gránitban észlelhető. A kloritos részek tengelyszöge  $0^\circ$ . Néha a biotit — bár ritkán — teljesen megfakult, majdnem színtelenné vált, anélkül, hogy kettőstörése kisebb lett volna.

A biotitok többnyire erősen foszlányos, cafatos kontúruak: néha csak igen apró foszlányokban fordulnak elő.

Primer eredetű muszkovitot — miként azt SZABÓ JÓZSEF vélte<sup>1</sup> — a gránit alkotórészeként nem találtam.

Zárványként a biotitban apró izometrikus magnetit-szemek, parányi, színtelen zirkon-kristálykák és igen keskeny, színtelen tük alakjában a patit fordul elő. Az apatit tün igen ritkán harántul haladó repedések észlelhetők. Ezeken kívül ritkán a már kloritos, vagy kloritosodni kezdő biotitban zöld epidot figyelhető meg. Az apró, szabálytalan körvonallú, de a  $b$  tengely szerint rendesen kissé megnyúlt epidot-szemecskék apró csomókban fordulnak elő. Orientációjuk meglehetősen egyforma, még pedig oly módon, hogy a szimmetria tengelyük  $b$  a csillám (001) lapjával párhuzamos. Pleochroizmusuk határozott: sárgászöld és színtelen (kissé sárgás árnyalattal) színekben. Ezek az epidotszemecskék általában igen aprók, a II. tábla 4. ábrán feltüntetett epidot-csomó legnagyobb dimenziója 0.08 mm.

Ez az epidotkiválás minden bizonnyal másodlagos s a kloritosodás eredményének terméke.

Az említetten kívül még zöld epidot járulékosan, másodlagos átalakulási termék gyanánt a mállott, vagy legalább málló félben levő földpátok mentén is előfordul. Kisebb-nagyobb zöld halmazokban, melyek néha 0.5—1.0 cm nagyságúak, található az oligoklászok és a már többé nem rózsaszínű, hanem az átalakulás folytán husvörös ortoklászokkal kapcsolatban. A halmazokat a  $b$  tengely szerint nyújtott parányi egyének

<sup>1</sup> V. Ö. INKEY B.: I. c.

alkotják, de kristálymérésre alkalmas anyagot nem találtam. Pleochroizmus kifejezett:  $\gamma$  = zöldessárga,  $\beta$  = halványsárga,  $\alpha$  = igen halványsárga. Abszorpció:  $\gamma > \beta > \alpha$ . Optikailag negatív.

Ez az epidot a földpátok málló átalakulása révén képződött. A rózsaszínű ortoklászok kis mértékben *Fe*-t is tartalmaznak s esetleg már ez a csekély vasmennyiség elég lehet ahhoz, hogy az átalakulás és vízfelvétel folytán zöld epidot képződjék. Egyébként *Fe* tartalmú oldatok járhatták át a repedések mentén a kőzeteket, amit főként az a körülmény bizonyít, hogy akcesszorikusan a repedések mentén a gránitban itt-ott pirit található {100} formában, sőt gyakran a repedések mentén a pirit valósággal infiltrálja a kőzetet. Az ily piritesei részei a kőzetnek úgyis szólván kizárólag csak erősen elkloritosodott biotitot tartalmaznak.

Az elegyrészek kiválási sorrendje: zirkon, apatit, magnetit, biotit, oligoklász, ortoklász, kvarc. Másodlagosan képződött járulékos elegyrészek: epidot, pirit.

Ezek az általánosan elterjedt elegyrészekon kívül egészen lokálisan még a fluorit is előfordul a gránitban. A sukorói ú. n. olasz kőbányában található a fluorit apró, 2–4 mm nagyságú ibolyaszínű hexaederekben, de igen ritkán. Itt ugyanis a gránitban néha apró miarolitszerű kis üregecskék fordulnak elő s ezekben ülnek a miarolit falára fennötten az apró fluorit-kristálykák. Megjegyzendő azonban, hogy a fluoritnak ez az előfordulása igen alárendelt s néha egyáltalában nem sikerül az olasz kőbányában sem megtalálni. Másutt közvetlenül a gránitban nem találtam fluoritot.

A fluorit kétségtelenül a gránittömeg kialakulását követő intenzív pneumatolitos hatások eredményeként képződhetett. Erről még a kvarctelének kialakulásának tárgyalása alkalmával bővebben lesz szó.

A gránit szövete típusos hipidiomorf szemcsés. Néha azonban az ortoklász egyénei nagyságra nézve a többi elegyrészt jóval felülmúlják s ekkor bizonyos fokig már kissé a porfirok strukturára emlékeztet a kőzet, mert az ortoklász ekkor porfirok kiválásként kiválik nagyságával a többi elegyrész közül. Az ily nagyobb ortoklász-egyének szabálytalan elosztásban itt-ott szétszórtan a gránit egész tömegében előfordulnak.

Mineralógiai összetétele alapján ezek szerint a Velencei hegység gránitja típusos biotitgránit, illetőleg ROSENBUSCH nomenklaturája szerint gránitit.

A gránit kémiai alkotását a következő analízis világítja meg, amely a székesfehérvári városi kőfejtőben, — a Szent Donát temploma alatt — gyűjtött legüdebb kőzetből készült:

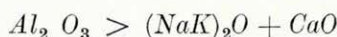


	%	Mol. %
$SiO_2$ .....	72.01	79.25
$TiO_2$ .....	0.04	0.03
$Al_2O_3$ .....	14.95	9.18
$Fe_2O_3$ .....	0.97	2.65
$FeO$ .....	2.01	
$MnO$ .....	0.10	0.09
$CaO$ .....	2.11	2.48
$MgO$ .....	0.39	0.46
$Na_2O$ .....	2.93	3.12
$K_2O$ .....	3.88	2.73
$H_2O-110^\circ$ .....	0.45	Összesen: 100.00
$H_2O + 110^\circ$ .....	0.50	
$P_2O_5$ .....	0.04	
Összesen:	100.38	

Elemző: VENDL.

Az OSANN-féle számok:

A kőzet alumíniummal túltelített, azaz:



az túltelítés értéke legyen BECKE szerint  $T$ , akkor

$$T = 0.85.$$

A  $T$  értékét figyelmen kívül hagyva

$$s = 79.29, A = 5.85, C = 2.48, F = 3.20,$$

tehát:

$$s_{79.29} a_{10.1} c_{4.3} f_{5.6} n_{5.3}$$

$$\text{sor} = \gamma, k = 1.83.$$

(41. ábra 1.) (168. lapon.)

A kis  $Al_2O_3$  feleslegnek az az oka, hogy a gránit víztartalmú csillámot tartalmaz, továbbá hogy az elemzett legüdebb kőzetpéldány földpátjaiban is igen csekély muszkovitosodás észlelhető.

$T$  értékét figyelembe véve, azaz ha  $A_1 = A + T$ ,  $s = 79.29$ ,  $A' = 6.70$ ,  $C' = 2.48$ ,  $F' = 3.20$ .

$$s_{79.29} a'_{10.80} c_{4.0} f'_{5.2} n'_{4.6}$$

$$\text{sor} = \gamma. k' = 1.64.$$

(41. ábra 1'.)

Az OSANN-féle viszonyyszámok:

$$\begin{aligned}SAIF &= 25, 3, 2 \\AlC Alk &= 16, 4, 10 \\NK &= 5.3 \\MC &= 1.5\end{aligned}$$

(42. ábra 1.) (169. lapon.)

Ezek szerint az *El Capitan*, CAL. és a *Woodstock*, MY biotitgránit-jához áll köztünk legközelebb.

Biotitgránit, *El Capitan*, CAL.:

$$\begin{aligned}SAIF &= 25, 3, 2 \\AlC Alk &= 15.5, 4.5, 10 \\NK &= 5.7 \\MC &= 2.2\end{aligned}$$

Biotitgránit, *Woodstock*, MY.:

$$\begin{aligned}SAIF &= 25, 3, 2 \\AlC Alk &= 15, 4.5, 10.5 \\NK &= 4.9 \\MC &= 2.2\end{aligned}$$

A gránit kialakulásával karöltve járt a megmerevedett magmának differenciálódása. Ámbár ez a differenciálódás csak igen kis fokú, mégis észrevehető, még pedig a szöveti kialakulásban és a mineralógiai összetételben egyaránt.

A gránit tömegének szélén, ott ahol a kontaktus palával érintkezik, a lehülés valamivel gyorsabb lehetett, mint a középső részeken. Ennek következtében a széleken a fizikai viszonyok bizonyos kis mértékben kedvezők voltak arra, hogy a magma itt kissé gránitoporfiros szövettel merevedjék meg. Ez a gránitoporfiros kifejlődés főként abban nyilvánul meg, hogy az aránylag nagyobb ortoklász és ritkábban plagioklász egyének mintegy porfiros kiválás módjára kiemelkednek a kisebb szemnagyságú ortoklász, oligoklász, biotit és kvarc elegyből. Ez a nagyságbeli különbség azonban csak relatív, mert az alapanyagoknak megfelelő ásványelegyrészek is nagyok, néha 1 cm nagyságúak; a porfiros kiválásoknak megfelelő idiomorf földpátok azonban ezeknél jóval nagyobbak, néha 2—3 cm hosszúak is.

A mineralógiai összetételben ez a kisfokú differenciálódás abban nyilvánul meg, hogy a lakkolit szélén a bázisos alkotórészek nagyobb mennyiségben lépnek fel, mint egyebütt. A kontaktus palához közel eső részben ugyanis valamivel több biotitot állapíthatunk meg, mint a beljebb



eső régiókban. Még ott is megfigyelhető ez a kis különbség, hol a kontaktus pala már hiányzik. Így a Sukoró és Világosmajor között levő platószerű területen — bár kis mennyiségben — de határozottan észrevehető módon több a biotit, mint egyebütt. E helyen ugyan a gránitról a kontaktus burok az erózió folytán lekopott, de épen analogia alapján következtethető, hogy a kontaktus palának itt közel kellett a gránithoz lennie, illetőleg, hogy ez a része a gránitnak már a lakkolit széle lehetett. Egyébként erre az utóbbi tényre vall az a körülmény is, hogy e terület közvetlen szomszédságában több ponton még ma is megvan a kontaktus pala.

Ez a finom árnyalatbeli különbség a kőzet kémiai összetételében is elég élesen megnyilvánul. Az említett platószerű területről való üde gránitit összetétele:

	%	Mol. %
$SiO_2$ .....	69.35	76.18
$TiO_2$ .....	0.23	0.19
$Al_2O_3$ .....	15.74	10.19
$Fe_2O_3$ .....	0.52	2.85
$FeO$ .....	2.64	
$CaO$ .....	2.38	2.80
$MgO$ .....	0.68	1.11
$Na_2O$ .....	3.64	3.88
$K_2O$ .....	4.00	2.80
Izz. vesz. ....	1.28	Összesen: 100.00
Összesen:	100.46	

Elemző: EMSZT.

Már az elemzési adatokból is kitűnik, hogy ez a kőzet bár kissé, de határozottan bázisosabb, mint az előző;  $SiO_2$  tartalma kisebb,  $FeO$ ,  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $Na_2O$  tartalma nagyobb az előző kőzeténél.

Az OSANN-féle számok is élesen feltűntetik ezt a kis különbséget.

A kőzetre nézve az előbbi esettel azonos okoknál fogva:

$$Al_2O_3 > (NaK)_2O + CaO$$

$$T = 0.71$$

$$s = 76.37, A = 6.68, C = 2.80, F = 3.96$$

$$s_{76.37} \ a_{9.9} \ c_{4.2} \ f_{5.9} \ n_{5.8}$$

$$\text{sor} = \beta, \ k = 1.53$$

(41. ábra 2.)

$T$  értékét figyelembe véve:

$$s = 76.37, A' = 7.39, C' = 2.80, F' = 3.96$$

$$s_{76.37} \quad a'_{10.4} \quad c'_{4.0} \quad f'_{5.6} \quad n'_{5.3}$$

$$\text{sor} = \gamma, k' = 1.41.$$

(41. ábra 2'.)

Az első gránit OSANN-féle számaival összehasonlítva azonnal szembe-  
szökik, hogy  $s$  és  $k$  értéke itt jóval kisebb,  $a$  is kisebb,  $f$  és  $n$  pedig jóval  
nagyobb, mint az előző gránitra vonatkozólag.

Az OSANN-féle viszonyyszámok:

$$SAIF = 24.5, 3, 2.5$$

$$AIC \text{ Alk} = 15.5, 4, 10.5$$

$$NK = 5.8$$

$$MC = 2.8$$

(42. ábra 2.)

Itt legszembetűnőbb a különbség az  $NK$  és  $MC$  viszonyában, melyek  
jóval nagyobbak, mint az első esetben.

E finom különbség azonban természetesen a gránit rendszertani  
helyén nem változtat, úgy hogy ez is legközelebb áll az *El Capitan*, CAL.,  
illetőleg a *Woodstock*, NY biotitgránitjához.

### Zárványok a gránitban.

A gránitban elég gyakran találhatók a kontaktuspalának részletei  
zárványként. E zárványok azonban rendesen aprók, csak mintegy diónyi  
nagyságúak. Ritkábban valamivel nagyobb, néha ökölnyi ily zárványok  
is megfigyelhetők. Makroszkoposan mind szürkésfeketék s tömötteknek  
látszanak.

A székesfehérvári Szent Donát temploma alatt  
levő kőbányában gyűjtött ily zárvány szürkésfekete színű s makro-  
szkoposan csak csillámlemez-kék ismerhetők fel benne. A rétegzettség ren-  
desen elég jól kivehető mikroszkóp alatt.

Mikroszkóppal biotit, korund, spinell (pleonaszt), mag-  
netit, kevés földpát, kevés kvarc, apatit, zirkon és ritkán  
rostos sillimanit ismerhető fel e zárványok elegyrészeül.

Az uralkodó elegyrész a biotit, mely kétféle: 1. Csokoládé-  
barna színű, igen erős pleochroizmussal:  $\gamma$  = sötét csokoládébarna,  
 $\beta$  = halványabb csokoládébarna,  $\alpha$  = halványsárga; tengelyszög  $0^\circ$  körül.



Helyenként sok apró magnetitot tartalmaz e csillám zárvány gyanánt. 2. Zöld színű biotit  $\gamma = \beta = \text{zöld}$ ,  $\alpha = \text{igen halvány sárgászöld pleochroizmussal}$ ;  $\gamma - \alpha$  kisebb, mint a barnaszínű biotité; tengelyszög  $0^\circ$ . Ez a zöld biotit igen sok magnetitot tartalmaz zárványként. Mind a kétféle csillám néha parányi, szintelen apatitkristálykákat zár magába, melyek hatszögletes metszeteikről könnyen felismerhetők. Az egyik zöld csillámban egyízben szintelen zirkon-prizmácskát is észleltem.

A barna csillám is, a zöld is határozott idiomorfizmus nélküli, rendesen szakgatott, cafatos szélű. A zöld csillámok a zárványt tartalmazó gránit felé mind nagyobbak és nagyobbak; magában a gránitban közvetlenül a zárvány körül csak a zöld csillám fordul elő, míg távolabb a csokoládészínűekből is sok fordul elő kisebb-nagyobb csoportokban.

Egészen véve a biotit tehát hasonló kifejlődésben alakult ki itt is, mint a sztomolitszerű kontaktusközetben a szűzvári malom környékén. A kontaktushatásokra annyira jellemző csokoládészínű biotit e zárványokban is erősen kialakult.

A magnetit többé-kevésbbé izometrikus gömbölyded szemekben fordul elő meglehetősen sűrűn, részben önállón, részben zárványként a csillámokban. A magnetit az eredeti palásagyag, vagy agyagpala vasoxid-tartalmának jórészt felhasználhatta kialakulásához.

A korund aránylag ritka; apró szemecskékben lép fel, a legnagyobb dimenziójú szem csak  $0.23 \text{ mm}$  volt. Szemecskéi meglehetősen szabálytalan alakúak, teltek itt-ott repedésekkel. Az említett  $0.23 \text{ mm}$  hosszúságú szemcsék e legnagyobb dimenziója  $\epsilon$ -vel esik össze. (III. tábla 2. ábra.) Megemlítem azonban, hogy a metszet nem volt teljesen párhuzamos  $c$ -vel. A legkisebb szem mintegy  $0.05 \text{ mm}$  nagyságú s izometrikus volt. Egy másik szem mintegy  $0.22 \text{ mm}$  hosszú volt, ez tulajdonképpen két egymás mellett levő szem, melyeket a III. tábla 3. ábra tüntet fel. Ezekén kívül még két hasonlóképpen nagyobbacska szabálytalan alakú, részben mintegy csipkés szélű és néhány egészen parányi korundszemecske észlelhető e zárványban.

A korund szemecskéi csak foltonként kékszínűek s e foltokon pleochroizmus is mutatkozik:  $\omega = \text{halványkék}$ , kissé violás árnyalattal;  $\epsilon = \text{szintelen}$ , néha igen gyengén kékes árnyalattal. Fénytörésük igen erős, kettős törésük gyenge; optikailag negatívak.

A korund szemecskéi mindig a csokoládébarna biotitok környékén fordulnak elő; sőt néha — mint az utóbbi ábra is feltünteteti — a korundszemecske karélya körül is veszi a csokoládészínű biotitot.

A pleonaszit ritkán észlelhető; szemecskéi végtelen parányiak: a legnagyobbak  $0.01 - 0.03 \text{ mm}$  nagyok; sötétzöld színűek, erős fénytöré-

sűek, teljesen izotropok. A pleonaszt szintén a csokoládébarna színű biotitok körül lép fel.

A földpátok ritkák; kevés andezin és igen kevés ortoklász mikropertites foszlányokban ismerhető fel. Az andezinek a szimmetrikus zónában  $16-17^\circ$  kioltást mutatnak.

Kvarc igen alárendelt; csak ott lép fel, hol már sok zöld csillám észlelhető.

Végül igen kevés — csak egy esetben észlelt — rostos sillimanit is előfordul, a rostok hossziránya  $\gamma$ -val esik össze, kioltás egyenes.

A réteges szerkezet mikroszkóppal a csillámoknak helyenként való párhuzamos elrendeződésében elég jól megnyilvánul.

E palazárvány ezek alapján igen intenzíven metamorfizálódott; az egykori pala  $Al_2O_3$  tartalmából részben típusos kontakt ásványok: a korund és a spinell (pleonaszt) alakult ki.

A Sukorótól ÉNy-ra, a legelőn feltárt gránitból származó zárvány nagyjában az előzővel megegyező. Makroszkóposan teljesen azonosnak látszik az előbbivel, elegyrészei is ugyanazok; sillimanitot azonban nem észleltem.

A biotit itt is túlnyomó az elegyrészek között, még pedig a csokoládébarna színű uralkodik a halvány zöldes biotittal szemben. E biotitok épen oly tulajdonságúak, mint az előző zárványban.

Kevés szintelen kvarc, magnetit teljesen oly kifejlődésű, mint az előzőben. A magnetit itt is részben önállóan, részben a csillámokban zárványként fordul elő. A korund és a pleonaszt is az előbbiével azonos tulajdonságúak. Jól tanulmányozható azonban e zárványban a korundnak, pleonasztnak és magnetitnak egymáshoz való viszonya.

A korund szabálytalan, repedezett szemekből álló kisebb csomókban alakult ki. A pleonaszt legnagyobb szemecskéje  $0.22$  mm; szemei többnyire azonban ennél jóval kisebbek, sőt parányiak; sötétzöld színűek, teljesen izotropok, többé-kevésbé izometrikusak. Ritkán a pleonasztokon egy-egy szabálytalan repedés is megfigyelhető. E pleonaszt szemecskék vagy külön-külön lépnek fel, vagy nagyobb csoportokban. Előbbi esetben rendszeren izometrikusak; utóbbi esetben kisebb-nagyobb részben izometrikus, részben nem izometrikus gömbölyded, megnyúlt vagy szögletes szemek rajzottak össze egy csoportba. Az ilyen csoportok igen sokszor a korund szemecskéit mintegy koszorú alakjában körülveszik. A korund szemei e koszorún belül szintén szabálytalan csoportot alkotnak s a köztük fennmaradt kis terecskéket részint csokoládébarna biotit, részint magnetit s muszkovit tölti ki. Mászor a korundokat körülvevő pleonaszt szemecskék környékén a magnetit szemecskéinek kisebb-nagyobb fokú felhalmozódása észlelhető.



E zárványon is megmaradt az eredeti rétegzettségnek a nyoma, ami itt is főként a csillámoknak itt-ott teljesen párhuzamos elrendeződésében nyilvánul meg a legjobban.

A s u k o r ó i olasz kőbánya gránitjában talált zárvány barnásfekete színű. Makroszkóposan csak a biotitok ismerhetők fel benne.

Mikroszkóppal a biotiton kívül k v a r c és m a g n e t i t ismerhető fel elegyrészek gyanánt.

A biotit túlnyomó részben csokoládébarna színű, ritkábban zöldszínű. Pleochroizmusuk az imént leírtakéval megegyező. A k v a r c színtelen, apró szemecskékben fordul elő. A m a g n e t i t izometrikus szemekben észlelhető részint önállóan, részint a csillámokban zárványképen.

A zárvány eredeti rétegzettsége gyengén felismerhető, amennyiben a k v a r c egyénei sorokban elhelyezettek s e sorok közelítőleg párhuzamosak egymással. A csillámok csak részben helyezkednek el rétegekben; többnyire azonban meglehetősen összevisszaságban, kúsztan fordulnak elő.

Tiposos kontakt ásványt — a csokoládészerű biotiton kívül — e zárvány csiszolatában nem találtam.

A s á g i m a j o r n á l szálban álló gránitból származó zárvány makroszkóposan teljesen egyezni látszik a legutóbb leírttal.

Elegyrészei: biotit, k v a r c, m u s z k o v i t, k l o r i t, m a g n e t i t, kevés k a o l i n.

A biotit részben csokoládébarna színű, részben zöldszínű. Tulajdonságai a zárványokból eddig leírt biotitokéval megegyező. A k l o r i t zöldszínű  $\gamma$  = zöld,  $\beta$  = (világosabb) zöld,  $\alpha$  = zöldessárga pleochroizmus. A klorit esetleg már másodlagosan is képződhetett a biotitokból. A k v a r c színtelen; a m u s z k o v i t a többi csillám közé keverten lép fel kevés kaolinos anyaggal együtt. A m a g n e t i t részint zárványként, részint különálló elegyrészképen szerepel.

E zárvány rétegzett volta részben a közel párhuzamos sorokba elhelyezett kvarcokon, részben a nagyjában rétegekben elhelyezett biotitok elrendezésében nyilatkozik meg.

A két utolsó zárvány tehát már nem metamorfizálódott annyira, mint az előbbiek.

### A kontakt zóna.

#### a) A legerősebben metamorfizált kőzetek.

Miként említettük a kontaktus zóna legerősebben metamorfizált kontakt kőzetét egy andaluzitot tartalmazó sztomolitszerű keskeny sáv képviseli. Ez a sztomolitszerű kőzet csak a «szűzvári malom»-tól D-re levő egyik rövid árkoeskában tanulmányozható. Maga a szürke-

színű kőzet tömött, teljesen átkristályosodott; egykori rétegeessége csaknem egészen eltűnt. Csak itt ott látható még némi nyoma az eredeti rétegzettségnek.

Makroszkóposan a kőzetben csak kvarc és csillámrészecskék ismerhetők fel. A mikroszkópos vizsgálat szerint a kőzet elegyrészei: *kvarc*, *muszkovit*, *biotit*, *andaluzit*, *magnetit*, *kaolin* és járulékosan néha *turnalin*. Ez elegyrészek között a csillámok uralkodnak; még pedig a muszkovit túlsúlyban látszik lenni a biotit fölött.

A muszkovit túlnyomóan határozatlan, cafatos szélű konturokkal található apró pikkelykében, úgy hogy határozott idiomorfizmusa nincsen. Lemezkei ritkán 0.3–0.4 mm nagyságot is elérnek, többnyire azonban ennél jóval kisebbek. Néha a muszkovit rozettás aggregátumokban és apró szericitszerű pikkelykében is előfordul. Tengelyszög nagy.

A biotitok néha 0.4–0.5 mm nagyságúak, rendszeren azonban jóval apróbbak. Mindig határozott idiomorfizmus nélkül, határozatlan konturokkal lépnek fel; főként az aprók egészen foszlányos alakban észlelhetők. A biotitok kétfélék: 1. *zöldek*  $\gamma$  = barnászöld,  $\beta$  = barnászöld,  $\alpha$  = halavány zöldes sárga pleochroizmussal. 2. Ritkábbak a többé-kevésbé csokoládébarna színű apró biotitok,  $\gamma$  = csokoládébarna,  $\beta$  = csokoládébarna,  $\alpha$  = halaványsárga. — Zárványként a biotitokban apró gömbölyded magnetit-szemecskék fordulnak elő.

Ez a kétféle biotit, de különösen a csokoládébarna színű jellemző a kontakt képződésre.<sup>1</sup>

A *kvarc* szemecskéi is aprók 0.05–0.10 mm nagyságúak; színtelenek, nagyjában izometrikusak. Igen apró magnetitokat, néha biotitokat tartalmaznak zárványként. Gyakran színtelen, pontszerű, vagy elliptikus — libella nélküli — folyadékzárványokat is zárnak magukba. A biotitok néha mintegy — a rosta lyukacsaihoz hasonló módon — átjárják a kvarcokat.

Az *andaluzit*<sup>2</sup> mindig nagyobb csoportokban fordul elő apróska szemecskék alakjában. E szemek nagyjában 0.10–0.15 mm hosszúak, ritkán 0.20–0.25 mm nagyok; a *c* tengely szerint hosszúkásak, tehát prizmás kifejlődésűek; a csúcsok mindig legömbölyödöttek. Közelebbi formákat megállapítani rajtuk nem lehet. Az (110) szerint való hasa-

<sup>1</sup> V. ö. ROSENBUSCH H.: Über die Phänomene, welche den Contact des Granits mit Tonschiefern zu begleiten pflegen, insbesondere bei Barr-Andlau in den Vogesen. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1875, p. 849.

<sup>2</sup> VENDL ALADÁR dr.: Az andaluzit új előfordulása hazánkban, Földtani Közlöny, XLII. 1912, p. 909. (Előzetes ismertetés.)



dás igen jól kivehető a főtengellyel párhuzamos hasadási vonalak alakjában. A szemek fénytörése igen erős, a közepes törésmutató értéke cca 1'635. Kioltás  $c$ -hez s egyszerűs mind a hasadást jelző vonalakhoz képest egyenes;  $c = a$ ; kettőtörés gyenge, negatív; és a hasadást jelző vonalak megadta főzóna —  $\parallel c$  — szintén negatív. Az optikai tengelyszög igen nagy,  $2V =$  cca  $82^\circ - 84^\circ$ . Pleochroizmus erős s a legvékonyabb csiszolatokban is kifejezett:  $a$  = rózsaszínű,  $b$  = színtelen,  $c$  = színtelen.

Nagyobb mennyiségű andaluzit-szemecske mindig majdnem teljesen azonos optikai orientációval helyezkedik el a kőzet többi ásványa között. Az egy csoportban előforduló szemecskék mindig olyan elhelyezésűek, hogy a szemek  $a$  iránya és természetesen a hasadási vonalak is, majdnem teljesen párhuzamosak (I. tábla 2. ábra). Az andaluzit-szemecskék nagy mennyiségben tartalmaznak zárványként magnetitot, amint a mikrofotográfián is látható. E magnetit-szemek helyenként sűrűn átjárják az andaluzitokat; mintegy rostaszerűnek tűnnek fel az ily andaluzitszemek a bennük levő magnetitokkal (Siebstruktur!).

A magnetitok aprók: 0'01—0'05 mm, ritkán 0'1 mm nagyk. Gömbölydedek, vagy kissé megnyúltan elliptikusak. Az egykori agyagpala limonitttartalmának átalakulási terméke gyanánt kell őket tekintenünk. Ritkán vörösbarna ferrioxidos foltok is észlelhetők a többi elegyrész között; ezek tehát még nem alakultak át magnetittá.

A kevés kaolin apró, színtelen hosszúkás foszlányok alakjában fordul elő a többi elegyrész között.

A turmalin igen ritkán észlelhető apró prizmás, de kissé legömbölyített szemekben; pleochroizmus:  $\omega$  = sötétbarna,  $\varepsilon$  = igen halvány sárga. Ritka előfordulása, legömbölyített volta s az a körülmény, hogy pneumatolitos hatások eredményeként sem a gránitban, sem a kvarcerekben turmalin elő nem fordul, arra utal, hogy e turmalin-szemecskék már az eredeti agyaggalában előfordultak s nem pneumatolitos hatások termékei a kontaktus kőzetekben sem.

Mindezek alapján ez a kőzet lényegében andaluzitos sztomolitszerű kőzetnek bizonyul. Struktúrája sok helyen jellemző hornfelsstruktúra: Helyenként — rendszeren a kvarc-szemek kialakulásán és elhelyezkedésén — igen jól megállapítható a sejtes struktúra; még inkább kifejlődött a rostaszerűen kialakult struktúra, mikor az egyes elegyrészek kölcsönösen át- meg átjárják egymást. Ez utóbbi kifejlődés különösen a kvarcokon és az andaluzitokon észlelhető; a kvarcokat csillámpikkelyek, az andaluzitokat a magnetit szemecskéi járják át. Mind a két struktúra kiválóan jellemzi a hornfelses = sztomolitos kőzeteket s a teljes átkristályosodásnak legjellemzőbb bizonyítéka.

Az andaluzitnak ez az előfordulása hazánkban eddig nem volt is-

meretes s így topografiai mineralógiai szempontból új adat. Az irodalom eddig csak a következő hazai andaluzit-előfordulásokat közli: SCHAFARZIK FERENC dr.<sup>1</sup> a kissebesi dácit egyik zárványában az andaluzitot ismeri fel (valószínű, hogy a jelen esetben andaluzittal, illetőleg andaluzitgnájsszal van dolgunk). SZÁDECZKY GYULA dr.<sup>2</sup> a szobi Sághegy andezitjában talált korundot és andaluzitot tartalmazó kordieritgnájsszárványt; ugyancsak Szádeczky<sup>3</sup> «Gyergyószentmiklós határából, a Csanót völgyének a Bodutja völgy beszakadása alatti részéről való exogén kontaktus képződményben (andalusitis?) állítólag gömbös, megnyúlt alakját» említi. Бөckн HÚGÓ dr.<sup>4</sup> a gömörmezei Vashegy környéke gránitjának kontaktusából említi andaluzitot, de közelebbi leírás nélkül.

Ugyancsak ebben az árokban feltárva tanulmányozható egy aplit-érnek kontaktusa, amint már az általános geológiai részben említettem. Közvetlen ez aplitnak a kontaktusán azonban a sztomolit nem tartalmaz andaluzitot. Itt a kontaktus kőzetnek — mely szürke, tömött — elegyrészei: biotit, kvarc, muszkovit, magnetit, kevés kaolin és zirkon.

A biotit ismét kétféle: 1. csokoládébarna színű és 2. barnászöld. A csokoládészínűek pleochroizmus:  $\gamma$  = csokoládébarna,  $\beta$  = csokoládébarna,  $\alpha$  = halaványsárga, néha kissé zöldes árnyalattal. A zöldek pedig  $\gamma$  = barnazöldes,  $\beta$  = barnászöld,  $\alpha$  = halaványsárga pleochroizmust mutatnak. Olyanok tehát, mint az imént leírt kőzetben. Teljesen az aplit közelében a barnaszínű csillámok uralkodnak; az aplittól távolabb eső részekben mindinkább a zöldes biotitok lépnek előtérbe s itt már jóval apróbbak és foszlányosabbak, mint közvetlenül az aplit mellett. Zárványként a biotitokban magnetit fordul elő. A biotitok általában szabálytalan, gyakran foszlányos szélűek. Nagyságuk változó: a legtöbb 0.15—0.20 mm, de ezeknél kisebb és nagyobb is előfordul.

A csillámok között levő terecskéket szabálytalan, gyakran szögletes, néha fogazott szélű szintelen kvarcok töltik ki. E kvarcok az eredeti kvarcanyagnak tökéletes újból való átkristályosodása révén képződtek, amit főként az a körülmény bizonyít, hogy igen sok barna és zöld biotitot tartalmaznak zárvány gyanánt. Néha e csillám-zárványok szép hexagonálisak, tehát idiomorfok. Így tehát a hornfelsekre jellemző struktúra itt

<sup>1</sup> SCHAFARZIK F.: Trachytjaink néhány ritkább zárványáról. Földt. Közlöny, 1889, XIX., p. 410.

<sup>2</sup> SZÁDECZKY Gy.: A szobi Sághegy andezitjáról és kőzetzárványairól. Földt. Közl., 1895, XXV. p. 161—174.

<sup>3</sup> SZÁDECZKY Gy.: A kolozsvári egyetem ásv. földt. intézetének stb. kiállítása Párisban az 1900. évben. Orvos-természettudományi Értesítő, XXI., 1899, p. 237.

<sup>4</sup> Бөckн H.: A gömörmezei Vashegy, etc. A m. kir. Földt. Int. Évk., XIV., p. 62.



is megnyilvánul. Maguknak a kvarcsezemeknek egymás mellett való elhelyezkedése igen sokszor típusos sejtes strukturát mutat. A csillámokon kívül a kvarcokban hosszú sorokban, zsinórokban elhelyezkedő igen apró, pontszerű folyadékzárványok is észlelhetők. Igen ritkán a kvarcokban zirkon is előfordul zárványként színtelen prizmáska alakjában. Közvetlenül az aplit szélén az elegyrészek közül a kvarc a túlnyomó.

A muszkovit színtelen pikkelyekben lép fel és közvetlenül a kontaktusban ritkábban található, mint tőle kissé távolabb.

A magnetit — a zárványoktól eltekintve — többé-kevésbé izometrikus, vagy ellipszis alakú szemekben főként a biotitok körül lép fel.

A kaolin zavaros, fehérszínű foltokban fordul elő főleg a kvarcok között alárendelten; helyenként azonban — így a kontaktustól kissé távolabb levő helyeken — kissé mintha már előtérbe lépne.

Zirkon nemcsak zárvány gyanánt, de önállóan is fellép igen ritkán főként a kvarcok közelében.

Közvetlenül a kontaktuson, tehát az aplit és az eredeti szedimentum határán andaluzit nem fordul elő. Távolabb azonban, hol már a barna csillámon kívül a zöld biotit is gyakori és ahol már a muszkovit is sűrűbben észlelhető: az andaluzit is fellép ép olyan kifejlődésben, mint az imént leírt egyéb pontjain az andaluzitos sztomolitnak.

Egyébként az andaluzit magában a sztomolitszerű zónában is elég egyenetlen elosztásban fejlődött ki, amennyiben egyes csomókban koncentráldott s ezek között hiányzik.

A keskeny andaluzitos sztomolitszerű zónán kívül a kontakt-kőzet már határozottan rétegzett.

Közvetlenül a sztomolitszerűen kifejlődött kőzet közeléből, a szűzvári malomnál a vasút mellett levő feltárásból már rétegzett kőzet gyűjthető. E kőzet szürkészöld színű s szabad szemmel csak igen apró kvarc és igen apró muszkovit-lemezekék ismerhetők fel benne.

Mikroszkóppal megfigyelhető, hogy a kvarcon kívül biotit, muszkovit, magnetit és kaolin-szerű anyag alkotja az ásvány-elegyrészeket.

A kvarcok színtelenek, szögletesek s ekkor sejtes strukturával csatlakoznak egymáshoz, máskor fogazott szélűek. Gyakran apró zöldes-színű biotit-foszilányokat zárnak magukba, ami ismét tökéletes újból való átkristályosodás útján való képződésükre vall. Néha a kvarcok vastagabb rétegekben is előfordulnak, úgy hogy helyenként újjnyi vastag kvarcrétegek is észlelhetők. Itt természetesen már az eredeti agyagpalában is kvarcrétegek fordultak elő. Az ily vastagabb kvarc-rétegekben vagy erekben átkristályosodás csak a széleken észlelhető, itt ugyanis tartalmaznak az egyes kvarcsezemek biotitot; a kvarc-rétegek vagy

kvarcerek közepe ellenben vagy nem, vagy csak gyengén kristályosodhatott át.

A biotitok zöldesszínűek  $\gamma = \text{barnászöld}$ ,  $\beta = \gamma$ ,  $\alpha = \text{sárgászöld}$  pleochroizmussal; szabálytalan, szaggatott-cafatos szélűek, vagy foszlányosak, idiomorfizmus nélkül, különböző orientációban elhelyezve. Zárványként néha magnetitot tartalmaznak. Ritkán csokoládébarna színű biotit is észlelhető.

A muszkovit szintelen, a hasadást jól mutató, idiomorfizmus nélküli apró pikkelyekben fordul elő.

A kaolin-szerű anyag fileszerűen összeszövi a csillámokat. Rendszeresen csak ott lép fel nagyobb mértékben, hol kevesebb a csillám, bizonyítékaul annak, hogy a csillámok a kaolinos anyag rovására alakultak ki. Többnyire azonban a kaolin igen alárendelt.

A magnetit apró gömbölyded szemecskékben fordul elő.

Ezeken kívül helyenként vörösbarna ferrioxidos vagy limonitos foltok, és limonitos valószínűleg kevés organikus anyagból álló apró pigmentfoltok is megfigyelhetők. Ezek a pigmentfoltok azonban nem oly különállók, mint a mindjárt leírandó foltos palákban, hanem többé-kevésbé összefolynak egymással.

A kőzet rétegeessége jól megmaradt, úgy hogy ezek alapján a kőzet inkább leptinolitosis kifejlődésű, melyben azonban még a foltos palákra jellemző pigmentanyagból álló foltok nyomai is megmaradtak kisebb-nagyobb mértékben.

Helyenként itt a szűzvári malomtól K-re levő feltárásban a kőzet igen erősen réteges, palás, a pigmentanyagból levő foltok is elég jól kifejlődtek; úgy hogy itt már a foltos palákba való átmenetet figyelhetjük meg.

### A csomós-foltos palák.

A kontaktus zóna zöme csomós palákból áll. Ezek makroszkóposan is igen könnyen felismerhetők, amennyiben a tömött szürkésbarna színű kőzetben kisebb-nagyobb, néha  $\frac{1}{2}$  cm nagyságot is elérő sötétebb foltok észlelhetők. Ilyen, már makroszkóposan szembeeső módon vannak e kőzetek kifejlődve a Meleghegy É-i részén, a Vaskapu-hegyen. Másutt, mint Velence és Nadap közt helyenként e foltok igen aprók. Néhol, mint a családi felső malom táján, e foltok igen aprók és sűrűn lépnek fel, úgy hogy az egész kőzet makroszkóposan tömöttnek, egyneműnek látszik.

A Meleghegy északi oldalán a gróf Cziráky-féle uradalomban levő kőfejtőben feltárt foltos pala sárgásbarnás szürkészínű főtömegében



nagyobb 3—8 mm nagyságú zöldes-barna foltok észlelhetők. E foltok egymástól is s a kőzet főtömegétől is élesen elkülönültek.

A világosabb színű alaptömeg a szintelen, víztiszta szabálytalan alakú kvarc szemeken kívül, melyek többé-kevésbbé sorokban, rétegekben lépnek fel, főleg keskeny, apró, átlagban csak 0·05—0·07 mm, gyakran azonban ezeknél még jóval apróbb szintelen muszkovit-lemeszkék fileszerű szövedéke. Ritkán a muszkovit-pikkelyek 0·2 mm nagyságot is elérnek. A muszkovit lemezkéi határozott idiomorfizmus nélküliek, keresztmetszetben azonban természetesen lécalakúak. Helyenként a muszkovit igen finoman szálas.

A muszkovit és kvarc szemek között igen gyenge kettőstörésű kaolinra emlékeztető szabálytalan foszlányok is található; ezek is parányiak.

Ezekon kívül ritkábban egy-egy halavány sárgászöldes, igen gyenge kettőstörésű klorit-foszlány is előfordul.

Ez elegyrészek között gyakoriak a limonitos-vasoxidos sárgásbarna foltok; sőt azt lehetne mondani, hogy ez a limonitos anyag valósággal mintegy átitatja az egész alaptömeget.

Ebben az alaptömegben — mintegy alapanyagban — foglalnak helyet egymástól izoláltan — mintegy porfíros kiválásként — a 3—8 mm foltok, melyek a kőzetnek karakterisztikumát adják meg. E csomós foltok a kvarcon kívül sárgás, zöldesbarnák, limonitos vörösesbarna pigmentanyagból állanak, mely organikus anyagot is tartalmaz. A pigmentanyagon kívül a foltok muszkovitot is tartalmaznak. Rendszeren egy ily nagyobb — 3—8 mm nagyságú — halvány sárgásbarna színű foltban apróbb, tömöttebb sötétebb barnásszínű limonitcsomócskák fordulnak elő. Helyenként az apró limonitos csomók egy része már magnetittá alakult.

Igen ritkán barnássárga, elliptikus rutil is megfigyelhető igen gyenge pleochroizmussal:  $\varepsilon$  = barnássárga,  $\omega$  = halványsárga.

Helyenként a kőzet igen erősen kvarcdús, úgy hogy túlnyomó részben kvarcból áll. A kvarc szemek szintelenek, majd szabálytalan alakúak, majd gömbölydedek, rendszeren egyenetlen kontúrral. A csillámlemezkek alárendeltebben lépnek fel s parányi aprók. Ebben a túlnyomó részben kvarcból álló alaptömegben foglalnak helyet a foltok, melyek ép olyan kifejlődésűek, mint a leírt kevésbbé kvarcos kőzetben.

A Vaskapu hegy kőzete is sárgásbarnás szürkészínű s ebben az alaptömegben foglalnak helyet a zöldesbarna foltok, melyek selymesen fénylenek. A kőzet kitűnően rétegzett s helyenként vastagabb, 0·30—0·50 cm vastag kvarcereket, illetőleg kvarcból álló rétegeket is tartalmaz. E kvarc rétegekben a szögletes, szabálytalan, néha karélyos szintelen kvarc szemek közvetlenül csatlakoznak egymáshoz; néha limonitos anyag köz-

vetítésével kapcsolódnak egymáshoz. Zárványként apró folyadék-zárványok észlelhetők.

A kőzetnek alaptömege lényegében ugyanolyan alkotású, mint a Meleghegyről leírt foltos paláé.

A foltokban már úgy látszik valamivel nagyobb fokú átkristályosodás fejlődött ki. E foltok a pigmentanyagokon az apró foszlányos, idiomorfizmus nélküli muszkovit-pikkelykéken kívül már zöldes biotitokat is tartalmaznak. A biotitok is határozott idiomorfizmus nélkül valók; pleochroizmusuk:  $\gamma$  = zöld,  $\beta$  = zöld,  $\alpha$  = halavány zöldessárga. Kettőtörésük nem igen nagy, de a kloriténál jóval erősebb. A hasadást jelző vonalkák mentén opak (magnetit) zárványokat tartalmaznak. A biotiton kívül zöld klorit-pikkelykék is előfordulnak a foltokban. Magnetit is elég gyakori a foltokban apró, gömbölyded vagy elliptikus szemecskék alakjában.

A biotitnak fellépése s a magnetitnak elég gyakori előfordulása bizonyítja, hogy e foltok helyenként már nagyobbfokú átkristályosodáson mentek keresztül.

Megemlítem egyébként, hogy ehhez hasonló összetételű foltok itt-ott a Meleghegyen is fellépnek helyenként nagyobb mértékben is.

A Velence és Nadap között előforduló foltos pala a Spär dr.-féle nyaraló mögött levő kőfejtőben van a legjobban feltárva. Ez a kőzet makroszkóposan szürkésbarna, selymesen fénylő s finom apró sötétebb foltokat tartalmaz. A selymes fényt a parányi muszkovit-pikkelykék okozzák. Rétegzés helyenként kitűnő, másutt kevésbé kifejlődött. A kőzet elegyrészei: kvarc, muszkovit, kaolin, klorit, magnetit, limonitos pigmentanyag és igen ritkán turmalin, meg zirkon. Az elegyrészek nagy átlagban 0.05—0.10 mm nagyk.

A kvarcok színtelenek, szögletesek, néha fogazott széllel; szabálytalan alakúak, ritkábban gömbölydedek. Néha tömegesen csoportosulnak, máskor sorokba, vékony rétegekbe sorakoznak. Parányi folyadékzárványokat sűrűn tartalmaznak.

A muszkovit határozott idiomorfizmus nélküli, rendszeren szagatott kontúrú, színtelen; hasadása igen jól észlelhető keskeny lécalakú keresztmetszetein. Egyénei aprók, néha azonban 0.2—0.3 mm nagyságot is érnek.

A kevés kaolin apró színtelen foszlányokban található a többi elegyrész között idiomorfizmus nélkül.

A klorit sárgászöld foszlányos pikkelykében fordul elő. Pleochroizmus:  $\gamma$  = zöld, közel  $\beta$  = sárgászöld,  $\alpha$  = halavány zöldessárga.  $\gamma$ — $\alpha$  = roppant kicsi, néha csak teinte sensiblenal észlelhető.



A magnetit már ritkábban fordul elő többé-kevésbé izometrikus szemek alakjában. Igen ritkán parányi turmalin-prizmácska is észlelhető:  $\omega$  = sötétbarna,  $\varepsilon$  = halaványsárga pleochroizmussal. Kivételesen parányi ellipszisalakú szintelen zirkon is megfigyelhető.

A pigmentfoltok igen aprók s így nem különböznek el annyira élesen az alaptömegtől, mint pl. a Meleghegyen. Rendszeren egy nagyobb halaványabb sárgásbarna színű foltban apróbb tömöttebb vörösesbarna limonitos gömböcskéket tartalmaznak. Ezenkívül e foltok elegyrésze még a muszkovit, kevés klorit és itt-ott kevés magnetit. A foltok nem állanak egymástól teljesen izoláltan, hanem keskenyebb-szélesebb nyúlványokkal függnek össze egymással.

A kőzet a hasadások mentén vörösbarna limonitos-mangánérces vékony kéreggel vonódik be, ami minden bizonnyal másodlagos s a cirkáló víz kilúgozó hatására vezetendő vissza. Ugyancsak a hasadékok mentén ritkán egy-egy fennőtt kvarckristály is előfordul  $\infty R$ ,  $+$   $R$  és  $-R$  szokott kombinációjában. Ezek a kvarckristályok is — úgy vélem — másodlagos eredetre vezetendők vissza s csak igen ritkán találhatók ott, hol a kőzet erősen repedésekkel telt.

A Vargahegy foltos palája lényegében ugyanolyan, mint a Meleghegyen s a Vaskapuhegyen előforduló. Érdekes azonban, hogy e kőzet foltjaiban ritkán, — mintegy akcessoriumként — az andaluzit is előfordul ép oly kifejlődésben, mint a legerősebben metamorfizált sztomolitban. Pleochroizmusa:  $a$  = rózsaszínű,  $b$  = szintelen,  $c$  = szintelen; tengelyszöge igen nagy. A termikus kontakt metamorfózis is erősebb lehetett itt, mint a Meleghegyen, vagy a Vaskapuhegyen stb., s valószínű, hogy az eredeti agyagpala itt talán  $Al_2O_3$ -ban gazdagabb lehetett. Úgy, hogy ez a kőzet már átmenet a legerősebben metamorfizált kontakt-kőzetekhez.

A családi felső malomnál, a kőrakásnál feltárt foltos pala kékesbarnás-szürke, egészen tömöttnek látszó kőzet. Helyenként annyira tömött, hogy rétegzettsége alig vehető ki; túlnyomó részben azonban jól rétegzett.

A tömött féleségek makroszkoposan meglehetősen egyneműnek tűnnek fel, helyenként vastagabb kvarcrétegekkel.

Mikroszkóppal megállapítható, hogy e kőzet aránylag kevesebb szintelen kvarcot tartalmaz főtömegében, mint az előbbieik. Túlnyomó részét vékony, parányi muszkovit-lémez-kék idiomorfizmus nélkül való fileszerű szövetéke alkotja kevés kaolinos s limonitos-vasoxidos anyaggal együtt.

Ebbe — mintegy alapanyagba — beágyazottan fordulnak elő igen sűrűn egymás mellett a szürkés-barnás, zöldes foltok; még pedig oly közel egymáshoz, hogy makroszkoposan külön-külön nem is észlelhetők

s ép ezért a kőzet egyneműnek látszik. A foltok is túlnyomólag muszkovit-pikkelyekből, kevés zöldesszínű kloritos biotitból s vörösbarna limonitos pigmentanyagból állanak. A pigmentanyag egyébként apró szürkésbarnás végtelen kicsiny pontszerű csomócskákból az alapanyagban is előfordul.

A réteges kőzetnek szürkesszínű alapanyagában már makroszkoposan is apró csomók, barnás, vörösbarna vagy zöldes foltok látszanak. Az alapanyagszerű részlet a kvarcon kívül túlnyomóan muszkovit és kevés kaolinszerű anyagból áll. A foltok vörösbarnák, néha zöldes árnyalatúak, főként muszkovit-pikkelyekből s vörösbarna pigmentanyagból állanak. Ritkán egy-egy zöldes kloritos biotit, még ritkábban magnetit is megfigyelhető bennök. Kloritos biotitfoszlányok elvétele az alapanyagszerű részletben is előfordulnak. Ezeken kívül helyenként nagyobb limonitos foltok is észlelhetők.

A szűzvári malomtól K-re, a Tácsikahegytől D-re gyűjtött kőzet szürkés, meglehetősen tömött, de rétegzése még jól észlelhető. Szabad szemmel is jól látható, hogy a kőzet alapanyagszerű főtömegében apró, egymás mellett sűrűn elhelyezett vörösesbarna foltok fordulnak elő. Itt-ott vastagabb kvarcréteg szakítja meg a kőzet főtömegét.

Mikroszkóppal a kőzet elegyrészei gyanánt kvarc, sok muszkovit, kevés kaolin és zöldes kloritos-biotit s apró gömböcskés magnetit ismerhető fel. Mindezek sajátásaikra megegyeznek az eddig leírtakkal. A foltok is lényegében ugyanezekből az elegyrészekből állanak, de a muszkovit s talán a kloritos-biotit is sokkal sűrűbben lép fel bennük; ezekhez még vörösbarna pigmentanyag járul. Limonitos foltok a kőzetben is sűrűn fordulnak elő.

A szűzvári malom környékén a csomós palában itt-ott fekete kvarcit-rétegek fordulnak elő, melyek ritkán 1 m vastagságot is elérnek. Ezek helyenként vékonyabb-vastagabb fehér kvarcereket is tartalmaznak. E fekete kvarcitok rétegzettsége gyengén kivehető. Törésük meglehetősen földes.

A kőzet kvarcból áll. A kvarc szemei öblösek, karélyosak s e karélyokkal kapcsolódnak az egyes szemek egymáshoz. E szintelen kvarcok vékony, 0.1 mm vastag erek alakjában keresztül-kasul átjárják a teljesen fekete, átlátszatlan széntartalmú kvarcit-anyagot. Helyenként e szintelen kvarcok között kisebb-nagyobb limonitos foltok fordulnak elő. A kvarcokban szintelen pontszerű, parányi folyadékzárványok s feketés színű apró, közelebről valószínűnek szénnek vehető zárványok gyakoriak.

A kőzetnek fekete tömegében azokon a helyeken, hol a fekete szenes festőanyag csak kis mennyiségben van jelen, megállapítható, hogy a kőzetnek e fekete főtömegét is többé-kevésbé szintelen kvarcselemek alkot-



ják. E kvarcsemek közeit fekete szenes pigmentanyag tölti ki. Ezek szerint az egész kőzet l i d i t-nek minősíthető.

### Gránitporfirok.

Petrografiai szempontból lényegében két típusba sorozhatók.

a) Az egyik típus legjobban feltárt képviselője a Meleghegy csúcsától DNy-ra, a legelőn levő DNy—ÉK-i irányban húzódó telér kőzete.

Vörhenyes színű kőzet, melyben makroszkoposan a porfiros kiválások s az alapanyag élesen elkülönülnek, amennyiben a porfirosan kivált elegyrészek idiomorfok s néha 3—4 cm nagyságot is elérnek. A porfirosan kivált elegyrészek: ortoklász, plagioklász, kvarc, biotit.

Az ortoklász rózsaszínű, vagy húsvörös. Ezek az erősebben vörösszínűek azonban már mállófélben vannak. Egyénei *M* szerint rendszeren táblások. A *P*, *M*, *T*, *l*, *y* forma gyakran jól felismerhető rajtuk. Belsejükben rendszeren kissé zavarosak; helyenként muszkovit (szericit)-pikkelyeket s itt-ott kaolinos foltokat tartalmaznak. Egészben véve azonban jóval üdébbek a plagioklászoknál. Idiomorfizmusuk néha a plagioklászokéval szemben háttérbe látszik szorulni, mert néha a széleiken magmatikus korrózióra emlékeztető beöblösödés észlelhető. Általában igen nagyok, néha 3—4 cm nagyságúak. Részben egyszerű kristályokban, részben karlsbadi ikrekben fordulnak elő. Zárványként az ortoklászban oligoklász észlelhető.

A plagioklász fehérszínű, illetőleg színtelen. Kristályain *P*, *M*, *T*, *l*, *y* lap jelenik meg. Egyénei az ortoklásznál általában kisebbek, de néha 2 cm nagyságot is elérnek. Albit-ikrek, amihez ritkán a karlsbadi törvény szerint való ikres összenövés járul; igen ritkán a periklin törvény is felismerhető rajtuk. Mivel a két utóbbi ikres képződés elég ritka, a meghatározás elég körülményes.

$$\parallel \text{ állásban: } \gamma_1 < \varepsilon, \quad a_1 < \omega$$

$$X \quad \ll \quad : \gamma_1 < \omega, \quad a_1 < \varepsilon$$

$$\frac{\alpha + \beta + \gamma}{3} = 1.543 \text{ (ca)}$$

Albit és karlsbadi ikren közel  $\perp$  metszeten (010)-ra a konjugált szimmetrikus kioltások:

$$1 \text{ és } 1' = \pm 6^\circ \quad , \quad 2 \text{ és } 2' = \pm 4^\circ.$$

Mindezek az értékek oligoklászra vallanak. A plagioklászokban — még a legfrissebb darabokban is — kisebb-nagyobbfokú muszko-

vitos (szericites) s kaolinos átalakulás észlelhető. Zárványként a plagioklászban biotit nem épen ritka.

A nem üde, de erősen elváltozott darabokon a plagioklászban karbonátokká baló átalakulása is megfigyelhető kisebb foltokban.

A k v a r c legömbölyödött dihexaederekben fordul elő. Ritkán igen keskeny prizma-zóna is kifejlődött. Néha magmatikus korrozio révén öblös, karélyos. Rendesen igen sok parányi, pont vagy ellipszishez hasonló folyadékzárványt tartalmaz, melyek szabálytalanul lefutó zsinórokban, sorokban csatlakoznak egymáshoz. Néha e folyadékzárványok mozgó libellát is tartalmaznak. ( $\text{CO}_2$ !) A kvare kristályai ezeken kívül többnyire alapanyag-részletet is zárnak magukba.

A biotit, ha üde, sötétbarnaszínű; pleochroizmusa:  $\gamma$  = sötétbarna,  $\beta$  = barna, vagy sötétbarna,  $\alpha$  = halaványsárga. Optikai tengelyszöge igen kicsiny,  $0^\circ$  körül. II-rendű. Többnyire azonban a biotit kisebb-nagyobb mértékben kloritosodott; helyenként a zöld kloritos részek között még barna részletek maradtak meg nagyobb, vagy kisebb foltokban. Gyakran azonban egészében zöldesszínű s ekkor pleochroizmusa:  $\gamma$  = (barnás)zöld,  $\beta$  = zöld,  $\alpha$  = zöldessárga. E zöld, kloritos biotit kettős törése tetemesen kisebb, mint a normális biotité. Zárvány gyanánt a biotitban határozott keresztszövetű parányi apatit-tűk, továbbá izometrikus magnetit-szemecskék és ritkán szintelen prizmás kifejlődésű apró zirkon-kristálykák fordulnak elő. A nem egészen friss kőzetből készült csiszolatokban, melyek túlnyomó részben kloritos biotitot tartalmaznak, — a kloritos biotit a hasadási vonalkák mentében hosszúkas szemecskékben barnás vasoxidos anyagot tartalmaz; ezenkívül ritkán igen parányi erős fénytörésű és kettőstörő szintelen-sárgás epidot-szemecskék is előfordulnak benne.

A biotit teljes átalakulásának végső terméke, amint a mállott darabokon észlelhető, a klorit.

A porfirosan kivált elegyrészek kiválásai sorrendje: biotit, plagioklász, ortoklász, kvare. Ezeknek kiválását természetesen megelőzte a bennük zárványként fellépő zirkon, apatit, magnetit.

Az alapanyag holokristályos, hipidiomorf-szemecsés. Makroszkoposan igen finoman szemecsésnek látszik. Elegyrészei: ortoklász, kvare igen kevés erősen savanyú oligoklász és kevés biotit. A földpátok általában meglehetősen idiomorfok rektanguláris, vagy hosszúkas keresztszövetekkel. A biotit részben barna, zöld és kloritos; lemezkéi vagy mutatnak némi idiomorfizmust, vagy csak foszlányokban kifejlődöttek. A kvare allotriomorf és kevesebb a földpátoknál. Megemlítendő még, hogy az alapanyag elegyrészei közül az ortoklászok dominálnak.



A kőzet chemiai alkotása:

	%	Mol. %
$SiO_2$ .....	68·74	76·99
$TiO_2$ .....	0·03	0·03
$Al_2O_3$ .....	15·19	10·01
$Fe_2O_3$ .....	2·40	3·31
$FeO$ .....	1·38	
$MnO$ .....	0·06	0·05
$CaO$ .....	1·32	1·58
$MgO$ .....	0·53	0·89
$Na_2O$ .....	3·96	4·29
$K_2O$ .....	3·98	2·85
$H_2O-110$ .....	0·63	Összesen: 100·00
$H_2O + 110$ .....	1·54	
$P_2O_5$ .....	0·19	
Összesen:	99·97	

Elemző: VENDL.

Az OSANN-féle számok:

$$Al_2O_3 > (NaK_2)O + CaO$$

$$T = 1·29$$

$$s = 77·02, A = 7·14, C = 1·58, F = 4·25$$

$$s_{77·02} \ a_{11·0} \ c_{2·4} \ f_{6·6} \ n_{6·0}$$

$$\text{sor} = \beta, k = 1·53$$

(41. ábra 3.)

$T$  értékét figyelembe véve:

$$s = 77·02, A' = 8·43, C' = 1·58, F' = 4·25$$

$$s_{77·02} \ a'_{11·8} \ c'_{2·2} \ f'_{6·0} \ n'_{5·0}$$

$$\text{sor} = \gamma, k' = 1·32$$

(41. ábra 3'.)

Az OSANN-féle viszonyszámok:

$$SAIF = 25, 3, 2$$

$$AIC \ Alk = 16, 2·5, 11·5$$

$$NK = 6$$

$$MC = 3·6$$

(42. ábra 3.)

Ezek az értékek mind igen közel vannak magának a gránitnak a megfelelő értékeihez. Mindössze az alkáli-tartalomban mutatkozik lényegesebb különbség, amennyiben  $a$  értéke a gránitporfirra vonatkozólag jóval nagyobb, mint a gránité. Evvel szemben azonban  $c$  jóval kisebb a grániténál; s így természetesen az  $MC$  viszony is nagyobb kell hogy legyen a gránitporfirban, mint magában a gránitban. Maga az  $SAIF$  viszony ugyanaz, mint a gránitra vonatkozólag.

Ez a gránitporfir még legközelebb áll a *Crazy Mts.*, MONT. gránitporfirjához, melynek OSANN-féle viszonzyszámai:

$$\begin{aligned} SAIF &= 25.5, 3, 1.5 \\ Alk \text{ } Alk &= 14.5, 3, 12.5 \\ NK &= 6.7 \\ MC &= 3.4 \end{aligned}$$

Meg kell azonban jegyeznem, hogy e kőzet a leírt üde minőségében csak a telérvonulat közvetlen Ny-i végén tanulmányozható a Világosmajor szomszédságában. Egyebütt e kőzet mállott s a kloritosodás folytán zöldes elhalványodott színű; sok helyen majdnem teljesen dekomponálódott s a kvarcdihexaederek már a kalapácsütésre is könnyűszerrel kihullanak belőle; az ily elhalványodott kőzet erősen emlékeztet az aplitokra.

Evvel a kőzzettel teljesen azonos kifejlődésű a székesfehérvári Szőlő-hegytől K-re a 182 m magas Csúcsoshegy É-i oldalán húzódó gránitporfir-telér. Ennek mineralógiai összetétele teljesen ugyanaz, mint az előző kőzeté, csak a porfiros kiválások kisebbek, 1 cm-nél ritkán nagyobbak, s így az ortoklászok is természetesen sokkal kisebbek, mint az imént leírt kőzetben. A biotit, plagioklász azonos az előbbiével. A kvarc dihexaederek keskeny prizma-zónájúak; többnyire azonban legömbölyödöttek. A kőzet alapanyaga az előbbi gránitporfirénál valamivel tömöttebb, de egyébként szintén holokristályos hipidiomorf. Magnetit, apatit, zirkon a biotitokban zárványként ebben is előfordul.

Teljesen megegyező ezekkel a Kisfaludy-pusztá temetőjétől közvetlen É-ra fellépő gránitporfir is. Ennek alapanyaga is holokristályos; a porfirosan kivált kvarcegyének közül az alapanyag kvarcának és földpátjának granofiros összenövése elég gyakori, majd moha-, majd legyezőszerűen, ami arra vall, hogy az alapanyag kialakulásakor összetétele közel volt az eutektikumhoz.

A Csöntérhegy környékén előforduló gránitporfirok kőzettani szempontból szintén teljesen ilyen kifejlődésűek. Ezek közül azonban csak a két déli telérből lehet aránylag elég üde kőzethez jutni, a többiek roppant mállottak, úgy hogy a rossz feltárásokban csak mállott darabjaik gyűjthetők. E mállott darabok a kloritosan elváltozott biotitok miatt zöldes



színűek; a rózsaszínű ortoklász s az oligoklász igen erősen elbomlott, tele szericittel. A kvaredihexaéderek épen ezért rendesen vasoxidos-limonitos kéreggel körülvettek. Az alapanyag is — amennyire az ily elváltozott kőzetek megítélhető — ugyanolyan kifejlődésű, mint az imént leírt kőzetben.

A Csöntérhegy két déli telérjének kőzete már jóval üdébb, bár teljesen friss anyaghoz itt sem lehet jutni, noha mind a két telért fejtik útkövezési célokra. E két telér gránitporfirja lényegében teljesen ugyanazon alkotórészekből áll s ugyanolyan strukturájú, mint a 3. számú gránitporfir.

Mind a két telér kőzetének alapanyaga azonban durván hipidiomorf szemcsés. Sőt a déli telér gránitporfirjának alapanyaga a telér közepe táján néhol annyira durva, hogy a porfirosan kivált elegyrészek alig válnak el az alapanyagtól, úgy hogy telérgránitra emlékeztet. E telér széle felé azonban a porfiros struktúra már jobban kifejlődött. Az ettől É-ra levő második telér már minden részében határozott gránitporfir strukturájú.

Ebben a két kőzetben is, mint az előbb leírtakban, a porfirosan kivált elegyrészek: *ortoklász*, *oligoklász*, *biotit*, *kvare*. Az ortoklász és az oligoklász aránylag erősen muszkovitosodott. A biotit erősen kloritosodott, pleochroizmusa:  $\gamma$  = sötétzöld,  $\beta$  = zöld,  $\alpha$  = halvány-sárga. Néha a biotit azonban csak egyes foltokban kloritos s a kloritos foltok közt a barna biotit foltjai üdén megmaradtak a jellemző pleochroizmustal:  $\gamma$  = sötétbarna,  $\beta$  = (sötét) barna,  $\alpha$  = sárga. A biotit rendesen sok magnetitot, kevés apatitot és ritkán zirkont zár magába. A zöldesen elváltozott csillámban és körülötte limonitos bomlási termékek fordulnak elő. Néha az oligoklász és biotitok közt levő alapanyag-részletben kalcitos, karbonátos bomlási termék észlelhető. Az alapanyag — az említett különbségeken kívül — oly kifejlődésű, mint az eddig leírt gránitporfiroké. Benne itt-ott az ortoklász és kvare *granofiros* összenövésben fordul elő, majd szabálytalan foltokban, majd ritkán moha- vagy tollszerűen.

b) A gránitporfirok *másik típusa* a székesfehérvári városi kőfejtőben, a Szt. Donát temploma alatt, feltárt kőzetben a legüdébb kifejlődésű.

Makroszkóposan a kőzet világosszürke színű, kissé zöldes árnyalatú, melyben a porfirosan kivált idiomorf elegyrészek az alapanyagtól élesen elkülönülnek.

A porfirosan kivált elegyrészek: *ortoklász*, *oligoklász*, *kvare*, *biotit* és igen ritkán akcesszorikusan pirit és még ritkábban apró gránát.

Az *ortoklász* kristályai rendesen *M* szerint táblásak s a *P*, *M*, *T*, *l*, *y* forma néha jól megállapítható rajtuk. Egyszerű egyénekben és karlsbadi ikekben fordulnak elő; fehérek és halvány rózsaszínűek s néha 1 cm nagyságot is elérnek, sőt kivételesen ennél is jóval nagyobbak. Rendesen

nem teljesen üdék, hanem belsejükben kisebbfokú muszkovitosodást mutatnak. Fehérek, ritkábban halvány-rózsaszínűek.

Az oligoklászok többnyire *M* szerint táblásak; ezen kívül a prizmalapok mindig jól kivehetők. Albit, ritkábban albit és karlsbadi, kivételesen periklin törvény szerint alkotott ikrekben kifejlődtek.

A  $\perp a$  metszet kioltása:  $+ 10^\circ$  ca.

Az oligoklászok belsejükben gyakran muszkovitlemezeket tartalmaznak másodlagos elváltozási termék gyanánt.

Az ortoklász és az oligoklász egyéneinek konturja gyakran öblös, vagy cafatos a magmatikus korrozio révén.

Az oligoklász egyénei néha 1 cm nagyságot is elérnek, sőt ennél nagyobbak is, épen úgy, mint az ortoklászok; úgy hogy a földpátok biotitnál rendesen nagyobbak.

A kvarc eredetileg *dihexaeder* alakjában kifejlődött; többnyire azonban korrodált, öblös és az öblök s hasadékok folytán alapanyag-részletet zár magába. Egyénei színtelenek s itt-ott sok parányi, szabálytalanul elhelyezett pontszerű folyadékzárványt zárnak magukba, melyek gyakran sorokban rendeződnek el. E folyadékzárványok némelyike ritkán mozgó libellát (folyékony  $CO_2$  ?) tartalmaz.

A biotitok ritkán 1 cm nagyságot is elérnek; ritkán teljesen barnák,  $\gamma$  = sötétbarna,  $\beta$  =  $\gamma$ ,  $\gamma$  = sárga színnel; II. rendűek; tengelyszögük  $0^\circ$  körül. Többnyire azonban vagy csak kisebb-nagyobb foltokban, vagy egészen zöldesen kloritosodottak; pleochroizmusuk ekkor:  $\gamma$  = sötétzöld,  $\beta$  = zöld, vagy sötétzöld,  $\alpha$  = halvány zöldessárga;  $\gamma - \alpha$  = gyenge. Néha a biotitok egyszerűen csak elfakultak, anélkül, hogy kettős törésük csökkent volna. A csillámokban néha magnetit-szemek, ritkán színtelen prizma kifejlődésű zirkon s színtelen apatit-prizmácska fordul elő zárványként. Az utóbbin néha a *c* tengelyre merőleges ismert repedések észlelhetők. A kloritosan átalakult biotitban itt-ott parányi erős fény- és kettőstörésű, gyengén sárgásszínű kissé hosszúkás epidot-szemek minden valószínűség szerint az átalakulás folytán képződtek a biotitból.

A biotit mennyisége ebben a gránitporfirban kevesebb, mint az előző típusban volt s ezért makroszkóposan erősen aplitra emlékeztet.

Pirit ritkán fordul elő szabálytalan szélű, néha cafrangos foltokban, bizonyítékaul annak, hogy e gránitporfirt is, miként az őt magába záró gránitot, vasat tartalmazó oldatok is átjárhatták kis mértékben. Néha teljesen limonitosodott.

Gránát igen kivételesen észlelhető akcessoriumként apró, teljesen izotrop rózsaszínű szemekben.

Az alapanyag egészben véve mikrogránitos, hipidiomorf szem-



esés; elég durvaszemű, amennyiben elegyrészei néha maximális 0·05—0·08 mm nagyságot is elérnek. Túlnyomó részben kvarcból és ortoklász áll; a kvarcok allotriomorfok. Az ortoklászok, valamint a már sokkal alárendeltebben s ritkábban fellépő igen savanyú oligoklászok a kvarcához képest többé-kevésbé idiomorfok, bár néha helyenként ez az idiomorfizmus kevésbé szembeszökő. Ritkábban az alapanyagban kvarc és ortoklász kisebb foltokban granofirosan átnőtte egymást. Ezekhez még az alapanyag elegyrészeként apró biotit-klorit-lemezekék járulnak.

A kőzet chemiai alkotása:

	%	Mol. %
$SiO_2$ .....	72·27	80·09
$TiO_2$ .....	0·03	0·02
$Al_2O_3$ .....	14·26	9·30
$Fe_2O_3$ .....	0·26	1·68
$FeO$ .....	1·59	
$MnO$ .....	0·49	0·46
$CaO$ .....	0·46	0·54
$MgO$ .....	0·27	0·25
$Na_2O$ .....	4·35	4·67
$K_2O$ .....	4·22	2·99
$H_2O$ —110 .....	0·59	Összesen: 100·00
$H_2O$ + 110 .....	0·93	
$P_2O_5$ .....	nyomok	
Összesen:	99·72	

Elemző: VENDL.

Az OSANN-féle számok:

$$Al_2O_3 > (NaK)_2O + CaO$$

$$T = 1·10$$

$$s = 80·11, A = 7·66, C = 0·54, F = 2·39$$

$$s_{80·11} \ a_{14·5} \ c_{1·0} \ f_{4·5} \ n_{6·1}$$

$$\text{sor} = \beta, k = 1·62$$

(41. ábra 4.)

$T$  értékét figyelembe véve:

$$s = 80·11, A' = 8·76, C' = 0·54, F' = 2·39$$

$$s_{80·11} \ a'_{15·0} \ c'_{0·9} \ f'_{4·1} \ n'_{5·3}$$

$$\text{sor} = \gamma, k' = 1·43$$

(41. ábra 4'.)

Az OSANN-féle viszonzyszámok:

$$\begin{aligned} SAIF &= 26, 3, 1 \\ AlCAlk &= 16, 1, 13 \\ NK &= 6.1 \\ MC &= 3 \end{aligned}$$

(42. ábra 4.)

Ezek az értékek legjobban egyeznek az *Ironton* Mo. gránititijának megfelelő értékeivel, melynek viszonzyszámai:

$$\begin{aligned} SAIF &= 26, 3, 1 \\ AlCAlk &= 15, 1.5, 13.5 \\ NK &= 6.0 \\ MC &= 4. \end{aligned}$$

A gránitporfir tehát közvetlen az *Ironton* Mo. gránititja mellé sorolható a petrochemiai rendszerezésben.

E második gránitporfir típus-formuláját s viszonzyszámait az előbbi kőzetével összehasonlítva szembeszökő, hogy e második kőzet kovasavtartalmának értéke, továbbá értéke nagyobb, *c* és *f* értéke pedig kisebb az előző kőzet megfelelő értékeinél. A második gránitporfir tehát egészben véve jóval savanyúbb az első típusnál. Minthogy a porfirosan kivált egyének mind a két kőzetben egyforma minőségűek s közelítőleg egyenlő eloszlásúaknak bizonyultak a biotitot kivéve, mely a második típusú gránitporfirban valamivel alárendeltebb: a két kőzet között levő különbség főképen az alapanyagban nyilvánul. Még pedig a második típus alapanyaga sokkal savanyúbb a kvarc túlsúlya következtében, mint az első gránitporfir-típusé. Ez a különbség még szembeszökőbben nyilvánul meg azokban a következőkben felemlítendő alapanyagokban, melyekben már struktura tekintetében — mikroszkóppal — is felismerhető az alapanyagnak az igen erősen savanyú kőzetekre jellemző granofiros, vagy esetleg mikrofelzit-hez hasonló kifejlődése.

Evvel a gránitporfírral teljesen azonos a szintén a Szt. Donat alatt, az előbbi telérrel || gránitporfir, valamint a székesfehérvári Rác kőbányában feltárt két gránitporfir telér; az utóbbiak az előbbi két telér folytatásai.

Ugyancsak evvel a típussal egyeznek mineralógiai alkotás tekintetében a Tomposhegyen, Sárhegyen, a Ságipusztá környékén fellépő gránitporfirok, továbbá a Világosmajor, Öreghegy és Csöntérhegy között levő három gránitporfir-telér. Csupán az alapanyag kifejlődése tekintetében mutatkozik kisebb-nagyobb változatosság.



Megemlítem azonban, hogy mindezekben az utóbb említett kőzetekben gránátot nem találtam, ami pedig a leírt kőzetben — bár igen ritkán — előfordul. Hasonlóképen üde piritit sem sikerült kimutatnom, bár limonitos foltok akadtak. Lehet, hogy ennek oka e kőzetek erősen mállott megtartásában rejlik.

A Sárhegyen a 222 m magassági ponton áthúzódnó aránylag hosszú telér, valamint a Sárhegyen fellépő többi gránitporfir alapanyagára jellemzők a következők: A porfirosan kivált kvarcegyéneket, melyek vagy dihexaederek, vagy kvarcszilánkok, néha tömöttebb alapanyagrészet mintegy aureolaként veszi körül. Az alapanyag kissé tömöttebb, mint az eddig leírt gránitporfiroké. Túlnyomólag kvarcból áll, mely allotriomorf, kevesebb ortoklászból, melynek idiomorfizmusa néha már nem oly határozott, mint az előbbieké; ezekhez még kloritos-biotit is ritkábban igen savanyú oligoklász járul. Ezek szerint az alapanyag nem mindig tipusos hipidiomorf, mint az előzőekben. Az alapanyagban a kvarc és földpát granofiros összenövése igen gyakori, majd mohaszerűen, majd tollszerűen parallel és nem parallel szálakból, melyek természetesen mindig egy kvarc egy ortoklász-egyénnel tartoznak. Ez a moha, vagy tollszerű kifejlődés sokszor a porfirosan kivált kvarc körül erősebben kifejlődött s így jönnek létre a kvarcok körül a néha már igen gyenge nagyítással is megfigyelhető aureola-szerű gyűrűk. Néha az ortoklászok körül is kifejlődött az alapanyagnak ily kialakulása. Ezen kívül néha az alapanyagban kisebb-nagyobb részletek szferulitos kifejlődésben is előfordulnak s ekkor felzitporfiros az alapanyag. Ilyenkor a mikrofelzit-szerű alapanyagrészet apró gömböcskékből áll, melyek néha 0.1 mm nagyságot is elérnek. A gömböcskéket alkotó rostok rendkívül finomak, vékonyak. Gyakran egy ilyen szferulit egy porfirosan kivált kvarcszemet mintegy sugarakként vesz körül.

Az ily igen savanyú alapanyag már bizonyos fokig átment a kvarcporfiros kifejlődésű alapanyagokhoz.

A Tomposhegyen fellépő többi gránitporfir, valamint a Sághei rét gránitporfirjai mind ezekhez hasonlóak az alapanyag kifejlődése tekintetében is.

A Világosmajor, Öreghegy, Csöntérhegy s a 3. szám alatt leírt telér közt levő három gránitporfir alapanyag tekintetében is teljesen egyezik a Szt. Donát temploma alatt levő kőfejtőben feltárt gránitporfírral.

Ebbe a második típusba tartozó valamennyi gránitporfir aránylag világosszínű, mert a színes biotit-elegyrész — az előbbi típushoz képest — kissé háttérben marad. Első tekintetre tehát inkább aplitnak tűnnek fel, csak a mikroszkopos és kémiai vizsgálat alapján dönthető el határozottan, hogy a gránitporfirokhoz tartoznak.

Megjegyzendő, hogy mindezek a gránitporfir-telérek aránylag igen mállottak a felszínen s a rossz feltárásoknál fogva teljesen üde anyaghoz jutni sokszor nem igen lehet. Annyi azonban még a legmállottabb kézipéldány csiszolatain is megállapítható, hogy a második típusoz tartoznak.

### Aplitok.

A velencei-hegység aplitjai rendkívül változatos kifejlődésűek. Mégis két főtypusba foglalhatók össze, melyek főként struktura tekintetében különböznek egymástól. Ezek 1. a p a n d i o m o r f - s z e m c s é s e n , 2. a p o r f i r o s a n kifejlődött aplitok.

E két főtypuson belül az elegyrészek minősége, eloszlása s kifejlődése szempontjából még kisebb különbségek észlelhetők, melyek alapján a két főtypus mindegyikében két, illetőleg három alcsoport különböztethető meg. Az egyes csoportokat természetesen átmenetek kötik össze egymással.

### 1. Panidiomorf-szemcsés aplitok.

a) E típus egyik jól feltárt képviselője a székesfehérvári országút D-i oldalán, a Kisfaludy-major és a szőlőhegy között levő székesfehérvári községi kőbányában fejtett aplit. E kőzet makroszkóposan szürkés-rózsaszínű, melynek elegyrészei körülbelül mind egyforma nagyságúak: középértékben circa 1.0 mm nagyságúak. Természetesen helyenként ennél kisebbek, másutt nagyobbak. Elegyrészei: o r t o k l á s z , p l a g i o k l á s z , k v a r c , b i o t i t .

Az o r t o k l á s z r ó z s a s z í n ű ; általában üde, bár itt-ott kisebb mértékben rendszeren a szélhez közel muszkovitpikkelyek képződése és gyenge kaolinosodás is észlelhető néha. Zárványként k v a r c és i g e n r i t k á n apró plagioklász fordul elő benne.

A p l a g i o k l á s z o k belsejükben többnyire zavarosak s részben muszkovitpikkelykékké, részben kaolinos anyaggá alakultak. Néha azonban, — főként ha kicsik, — teljesen üdék. Néha külső szegélyük üde, átátszó, belsejük azonban zavaros, muszkovitos. O l i g o k l á s z o k :

$$\parallel \text{ állásban } a_1 < \omega_1 \gamma_1 < \varepsilon$$

$$X \quad \ll \quad \gamma_1 \leq \omega_1 a_1 < \varepsilon.$$

Az oligoklászokon a *M* lap rendszeren elég jól felismerhető; ettől eltekintve azonban idiomorfizmusuk nem tökéletes. Albit, ritkán karlsbadi s még ritkábban periklinikrek; finoman ikerrovátkosak.

A k v a r c szintelen. Rendszeren sok parányi, határozatlan alakú, néha



kör-, ellipszisformájú folyadékzárványokat tartalmaz, melyek néha mozgó libellát tartalmaznak. E zárványok többnyire szabálytalan sorokban jönnek elő. Néha e zárványok megnyúlt, kettős töleseralakúak. Ritkán ortoklás és plagioklász-zárvány is előfordul a kvarcban. Egy esetben az egyik kvarcban egy parányi szintelen, szabálytalan körvonalú, erősen kettőstörő, fakó vagy szintelen, igen vékony csillámzárványt észleltem. Az eutektikum eredménye gyanánt a kvarc és ortoklász granofiros összenövése igen gyakran előfordul a kőzetben; még pedig oly módon, hogy a kvarc  $c$  tengelye közelítőleg összeesik az ortoklász  $c$  tengelyével, úgy hogy az ortoklász (001)-vel  $\parallel$  metszetein a rajta átnőtt kvarcoknak a bázislapja jelentkezik. Az átnőtt kvarcok körvonalai a metszetekben meglehetősen szabálytalanok. (III. tábla 1. ábra.) Néha ilyenmű összenövés kvarc és oligoklász között is előfordul. Ezenkívül néha az ortoklászban még olyan finom, közelítőleg párhuzamosan vonalkás kvarcátnövés is észlelhető, mint aminőt a gránitban tapasztaltunk. E vékony szálak azonban nem folytatódnak át a szomszéd egyénbe, tehát minden valószínűség szerint ezek is primerek.

A biotit sokkal aláréndeltebb mennyiségben lép fel, mint a többi elegyrész. Barnásfekete színű, erősen pleochroos:  $\gamma$  = sötétbarna,  $\beta$  = barna,  $\alpha$  = szalmasárga.  $\gamma \geq \beta > \alpha$ . II. rendűek. Néha a biotitok egészen halványak:  $\gamma$  = halványbarnás sárga,  $\beta$  és  $\alpha$  = igen halványsárga. E megfakult biotitok kettőstörése az előbbinél valamivel gyengébb. Néha a biotit zöldes, kloritosodott,  $\gamma$  = sötétzöld,  $\beta$  = zöld,  $\alpha$  = halvány zöldes-sárga peochroizmussal; ekkor kettőstörése a normálisan üde biotitnál valamivel gyengébb s vasoxidos (limonitos) termékeket tartalmaz. Mászor karfiolszerű, aggregátumos kioltást mutat e kloritos biotit. Kontúrjuk szabálytalan, néha cafatos. A biotitban igen ritkán földpátanyag, valószínűleg ortoklász, továbbá szintelen, vékony apatitűk, parányi zirkon és magnetitok fordulnak elő.

A kőzet panidiomorf; bár tagadhatatlan, hogy a biotitoknak mint legbázisosabb elegyrészeknek, aránylag nagyobb idiomorfizmusúaknak kell lenniök, mint a kvarc és a földpátok; többnyire azonban közöttük semmi különbség se tehető. Néha azonban a kőzet a hipidiomorfiszemesést közelíti meg, amennyiben a biotitok s néha az  $M$  szerint táblás plagioklászok idiomorfizmusa kissé túlsúlyra emelkedik. Helyenként a kőzetben apró kvarcok és ortoklászok tökéletes idiomorfizmus nélkül, mintegy mozaik-szerűen helyezkednek el kisebb csoportokban a többi nagyobb elegyrész között. Porfiroz alapanyagnak azonban nem tekinthetők, hanem csak apróbb szemcséjű részleteknek, melyek azonban csak ritkán észlelhetők.

Evvel az aplittal teljesen megegyező az a rózsaszínű aplit, mely vele együtt ugyanott lép fel a székesfehérvári községi kőbányában, sőt vele érintkezik is. E kőzet elegyrészeiben az idiomorfizmus azonban teljesen

hátterbe szorult, úgy hogy egész határozottan s egész tömegében panidiomorf kifejlődésű. A biotit sokkal alárendeltebb benne, mint az előbbi kőzetben s első tekintetre majdnem csillámentesnek látszik. Elegyrészei egyébként teljesen egyeznek az előbbi kőzetével. A kőzet üde, földpátjai is üdőbbeknek látszanak az előbbi kőzetben levőknél. Ez aplit chemiai alkotása:

	%	Mol. %
$\text{SiO}_2$ .....	77.65	83.97
$\text{TiO}_2$ .....	nyomok	
$\text{Al}_2\text{O}_3$ .....	12.83	8.18
$\text{Fe}_2\text{O}_3$ .....	0.10	0.35
$\text{FeO}$ .....	0.29	
$\text{MnO}$ .....	0.05	0.05
$\text{CaO}$ .....	0.25	0.29
$\text{Na}_2\text{O}$ .....	3.16	3.33
$\text{K}_2\text{O}$ .....	5.54	3.83
$\text{H}_2\text{O}$ 110° .....	0.05	Összesen: 100.00
Izzítási vesz. ...	0.39	
$\text{P}_2\text{O}_5$ .....	nyomok	
Összesen: 100.31		

Elemző: SZINYEI MERSE.

Az OSANN-féle számok:

$$\text{Al}_2\text{O}_3 > (\text{NaK})_2\text{O} + \text{CaO}$$

$$T = 0.73$$

$$s = 83.97, A = 7.16, C = 0.29, F = 0.40$$

$$s_{83.97} \ a_{18.2} \ c_{0.7} \ f_{1.0} \ n_{4.6}$$

$$\text{sor} = \gamma, k = 1.91$$

(41. ábra 5.)

$T$  értékét figyelembe véve:

$$s = 83.97, A' = 7.89, C' = 0.29, F' = 0.40$$

$$s_{83.97} \ a'_{18.4} \ c'_{0.7} \ f'_{0.9} \ n'_{4.22}$$

$$\text{sor} = \delta, k' = 1.73$$

(41. ábra 5').

Az OSANN-féle viszonyszámok:

$$SAUF = 27, 2.5, 0.5$$

$$AlCAlk = 15.5, 0.5, 14$$

$$NK = 4.6$$

$$MC = 0$$



A Nettie mine, Mont.-i apilit viszonyyszámai:

$$\begin{aligned} \text{SAIF} &= 27, 2\cdot5, 0\cdot5 \\ \text{AlCAIk} &= 15\cdot5, 1\cdot5, 13 \\ \text{NK} &= 4\cdot4 \\ \text{MC} &= 0 \end{aligned}$$

A Basse rocks, Mass.-i apilit (a telér közepéről) viszonyyszámai:

$$\begin{aligned} \text{SAIF} &= 27, 2\cdot5, 0\cdot5 \\ \text{AlCAIk} &= 14\cdot5, 0\cdot5, 15 \\ \text{NK} &= 5\cdot9 \\ \text{MC} &= 0 \end{aligned}$$

Aplittípusunk e két aplithoz áll legközelebb a kémiai rendszerezésben, illetőleg e kettő közé sorolható be.

Ehhez a típushoz tartozik a Kisfaludy-majortól Ny-ra s a kanászház-tól D-re levő rózsaszínű apilit, melynek szemmagysága azonban valamivel kisebb, mintegy 0·4–0·8 mm. Biotitot körülbelül oly mennyiségben tartalmaz, mint az elsőnek leírt apilit. A biotit barna, a leírt kőzetével egyező pleochroizmussal. A magában a gránitban észlelt kvarcon infiltrációk, melyek az ortoklászokat átjárják, néha e kőzetben is előfordulnak s valószínűleg ugyanazokra az okokra vezethetők vissza, mint a gránitban.

A Kisfaludypusztá temetőjétől közvetlenül É-ra előforduló rózsaszínű apilit elegyrészeinek szemmagysága még kisebb, átlag 0·15–0·65. Biotit aránylag kevés van benne s részben barna, részben zöldesen elváltozott lemezekben fordul elő. A barna biotit az említett pleochroizmust mutatja; a zöld biotitra nézve:  $\gamma$  = zöld,  $\beta$  =  $\gamma$ ,  $\alpha$  = halvány zöldessárga. Ortoklász és oligoklász meglehetősen muszkovitosodott. Kvarc és ortoklász néha granofiros összenövésben kifejlődött e kőzetben is. Egyébként e kőzet teljesen egyező e típussal.

A Máriaforrás közvetlen közelében, tőle É-ra az elhagyott kőfejtőben, valamint tőle K-re az út mentén feltárt rózsaszínű aplitok szintén e típusba tartoznak. Végül ide sorolandó még a nadapi háromszögelési fix pont közelében (lásd 21. ábrát) levő feltárásban előforduló rózsaszínű apilittelér, továbbá az abajkai erdő K-i szélé és a 226 m hegycsúcs között levő szürkésen rózsaszínű apilit, mely aránylag elég sok biotitot tartalmaz, valamint a sági pusztá, Kancahegy és a Sárhegy csúcsa között fellépő rózsaszínű aplitok.

Ezek a nagyobb teléreken kívül természetesen sok apróbb telér tartozik még e típusba, így a Tomposhegy Ny-i felében, továbbá a Meleghegytől DK-re eső területen.

b) A panidiomorf szemcsés aplitoknak egy második csoportját alkot-

ják azok, melyek fehér színűek, amennyiben fehér, illetőleg szintelen ortoklászt tartalmaznak elegyrészül. Bár ez az elkülönítés tisztán e színbeli különbségen alapul, mégis külön említem fel ezeket az aplitokat, mert ez a már makroszkóposan feltűnő eltérés az előbbiektől igen szembeszökő. Kémiailag s az elegyrészek eloszlása tekintetében természetesen az előbbiektől nem különböznek. Képviselőjük a szűzvári malomtól D-re levő árokban a kontaktuszónát áttörő 1.5 m vastag aplittelér, továbbá a velencei szőlőkben a Gécsihegy DNy-i oldalában fellépő aplit.

A szűzvári malomtól D-re levő aplit átmenet az előbb említett rózsaszínű varietásokhoz, amennyiben az ortoklász részben szintelen, részben — alárendelten — sárgásrózsaszínű. Meglehetősen elbomlottak, amennyiben tömegük nagyrésztében szericitté s részben kaolinná alakultak. Zavaros, monoton lemezkés aggregátumok ezek, melyek túlnyomó részben muszkovitból, alárendelten kaolinos anyagból állanak. Néha a parányi muszkovitlemezek közel  $60^\circ$  szöget zárnak be egymással a földpát belsejében. Ezenkívül itt-ott a földpátok és kvarcok között szintelen, rozettaszerű nagyobb muszkovitaggregátumok találhatóak, melyek 0.2—0.3 mm nagyságot is elérnek. Ezek esetleg szintén a földpátokból keletkezettek másodlagosan; valószínűbb azonban, hogy a kontaktus anyagából származnak.

Az oligoklász sokkal kisebb mennyiségben lép fel, mint az ortoklász; rendesen albit, ritkábban albit és karlsbadi ikrekben. Helyenként szintén szericitesen és kaolinosan mállott.

A kvarc szintelen, folyadékot, ritkábban földpátokat s biotitot igen ritkán szintelen zirkont tartalmaz zárványként. Néha a kvarc és ortoklász granofiros összenövésben is észlelhető.

A biotit alárendelt; makroszkóposan sötétbarna. Pleochroizmus erős:  $\gamma$  = sötétbarna, helyenként barnászöld,  $\beta$  = világos zöldesbarna,  $\alpha$  = halvány sárga, helyenként halvány zöldessárga. A zöldes árnyalatúak már kloritosan elváltozottak. Zárványként apró magnetit, parányi szintelen zirkon és apatit fordul elő a csillámokban. Egyik-másik biotit egészen zöldes színű, kloritosodott s kettőstörése is jóval kisebb a normális biotiténál.

A kőzet egyformán aprószemű, panidiomorf. Átlagos szemnagyság 0.50—0.75 mm.

A Gécsihegy DNy-i oldalán előforduló aplittelér közelében az ortoklász teljesen szintelen, egyszerű egyénekben vagy karlsbadi ikrekben; az oligoklász alárendeltebb, albit ikrekben. Ortoklász és oligoklász kisebb-nagyobb mértékben, főként a hasadékok mentén, muszkovitosan elváltozott. A kvarc szintelen, az előbbiekkal azonos zárványokat tartalmazza. Az ortoklász és kvarc gyakran granofiros átnövésben



is előfordul. A biotit igen alárendelt, úgy hogy a kőzet teljesen fehérnek látszik; fakóbarna színű. Pleochroizmus:  $\gamma$  = zöldesbarna,  $\beta = \gamma$ ,  $\alpha$  = sárga. A biotit zárványai: magnetit, ritkán apatit, zirkon. A kőzet egyenlő nagyságú szemekből álló, típusosan panidiomorf. Szemek átlag 0.15–0.20 mm nagyok; igen ritkán egy-egy nagyobb ortoklász is észlelhető.

Ilyen fehér szintelen ortoklászt tartalmazó panidiomorf aplit alárendelten vékony telérek alakjában a velencei szőlők és Nadap között több ponton előfordul.

## 2. Porfirosan kifejlődött aplitok.

Valamennyi ide tartozó aplitra jellemző, hogy bennük élesen kivált porfirosviváltások s jól elkülönült alapanyag különböztethető meg. Az alapanyagok kifejlődése tekintetében a következő típusokat kell megkülönböztetnünk:

### A)

A porfirosan kifejlődött aplitok egyik szélső típusa a székesfehérvári városi kőbányában, a Szent Donát-templom alatt levő, körülbelül 1.5 m vastag telérben van legjobban s legüdébb megtartásban feltárva.

A kőzet fehérszínű, makroszkóposan a tömött alapanyag s benne a porfirosan kivált kvarc, ortoklász s kevés plagioklász különböztethető meg. Ezekhez járul még a csak mikroszkóppal felismerhető biotit s akcesszorikusan pirit (limonit). A porfirosan kivált elegyrészek átlagban 0.3–0.4 mm nagyok; ritkábban ennél jóval nagyobbak is megfigyelhetők, kivételesen 3–4 mm nagyságot is elérnek.

Az ortoklász (010) lapja jól kivehető, a terminális lapok — valószínűleg korróziós jelenségek miatt — elmosódtak, vagy egyáltalában nem fejlődtek ki. Egyszerű egyénekből és karlsbadi ikrekben fordul elő. Egyénei elég frissek; gyakran azonban zavaros belsejűek, mert másodlagosan képződött muszkovitpikkelykéket tartalmaznak, főként a hasadási vonalak mentén.

A plagioklász oligoklász, rendesen az  $a$  tengely szerint megnyúlt,  $M$  szerint táblás. Többi lapok rendszerint nem ismerhetők jól fel. Albit ikrekben fordul elő, melyhez ritkábban még a karlsbadi törvény is járul. Konturjai gyakran öblösek a magmatikus korrózió hatásától. A  $\perp$  (010) zónában az észlelt maximális kioltás  $6-8^\circ$ . Egyénei gyakran muszkovitpikkelyeket és kaolinos anyagot is tartalmaznak. Gyakran a plagioklász két vége még üde, ikerrovátkás, belseje azonban már zavaros, jórészt muszkovitlemezkekkel megtelt. A plagioklász mennyisége az ortoklásznál kisebb.

A kvare víztiszta; néha a legömbölyödött dihexaeder formája még jól felismerhető. Rendesen azonban erősen korrodált s így öblös, karélyos; néha a korrózió oly erős volt, hogy a kvarcegyénből csak keskeny csík maradt meg. Ritkábban apró szilánkszerű foltocskában is előfordul. A kvarc zárványként gyakran alapanyagrészellet és parányi folyadék-zárványokat tartalmaz. Az egyik kvarcegyénben roppant parányi, túlalakú, nagy fénytörésű, kis kettőtörésű szintelen (apatit?) zárványt észleltem.

Biotit igen kivételesen észlelhető s vagy barna színű  $\gamma$  = barna,  $\beta$  = barna,  $\alpha$  = sárga pleochroizmussal, vagy teljesen kifakult színű, miként ez néha kvarcporfirokban észlelhető. Zárvány gyanánt magnetit, apatit és zirkon fordul elő benne.

Akcesszorikusan ritkán még limonit észlelhető, melynek négyzetes keresztmetszetei arra utalnak, hogy másodlagosan piritből képződött.

Az alapanyag kvarcból és ortoklászból áll, melyek szabálytalan alakú, majd hosszúkas, majd rövidebb és zömökebb részletekben egyenes, vagy öblös szélű konturral vannak egymástól elhatárolva, még pedig oly módon, hogy kerekded-gömbös részletekbe csoportosultak. E gömbös részletek átlagban mintegy 0.20 mm nagyságúak; kerekded, vagy közel kerekded, néha ellipszisszerűen megnyúltak, gyakran azonban öblös vagy karélyos szélűek s ekkor az öblös-karélyos széllal illeszkednek e részletek egymáshoz. Keresztezett nikolok között ezek a terecskék sötét és világosabb foltoknak bizonyulnak, melyek különböző alakúak, többnyire hullámosan hajlott csíkokhoz hasonlóak. E sávok azonban helyenként keskenyebbek, másutt szélesebbek. A világos és sötét foltok váltakoznak egymással. Némelyik terecske keresztezett nikolok között fekete keresztet mutat, mely 45°-os állásban néha két hiperbolára nyílik szét. Eredetileg ezek valószínűleg üveges szferulitok lehettek, melyek a már szilárd állapotban történő átkristályosodás alkalmával nyerték kristályos szerkezetüket. Ez a kristályos szerkezet már most bizonyos mértékben felzites, illetőleg mikrofelzites volna, mely már átmenet a granofirosba; s minerológiai szempontból ortoklász és kvarcból áll. Az alapanyag a porfirosan kivált kvarcokat rendesen valamivel tömöttebb részlettel veszi körül mintegy koszorúként.

Egészben véve ez az alapanyag a kvarcporfirokra jellemző. És ha e kőzetet izoláltan, előfordulási körülményeit figyelembe nem véve, vizsgáljuk: a kvarcporfirokhoz kellene sorolnunk. Ha azonban a típusos aplit-strukturájú aplitokkal azonos előfordulását szem előtt tartjuk s figyelembe vesszük azt a körülményt, hogy ettől a szélső vélegtől a ROSENBUSCH szerint típusos aplitstrukturájú kőzetekbe minden átmenet előfordul a Velencei hegységben: úgy ez a kőzet a kvarcporfirokéra emlékeztető strukturájú aplitnak bizonyul. Természete-



sen az ily kifejlődésű aplit már az aplitesoport szélső fáciesének tekintendő. Megemlítem még azt is, hogy az evvel teljesen azonosan kifejlődött alapanyagú aplitok valamennyien túlnyomó részben csak igen vékony telérek alakjában fordulnak elő. Maga az épen most leírt telér is csak 1·5 m vastag, miként említettem. Az így kifejlődött legvastagabb telérek is csak 5—6 m vastagok. Az ily vékony telérek lehűlése képződésükkor aránylag gyorsan történt meg. E gyors lehűlésnek fizikai körülményei alkalmasak voltak arra, hogy az alapanyag eredetileg valószínűleg üveges szferulitok alakjában képződjék ki, melyek hihetőleg későbbi átkristályosodás folytán azután kristályos szerkezetűvé alakultak át.

Ez aplit chemiai alkotása:

	%	Mol. %
$SiO_2$ .....	77·01	84·63
$Al_2O_3$ .....	12·99	8·40
$Fe_2O_3$ .....	0·22	$FeO$ ..... 0·18
$CaO$ .....	0·24	0·28
$MgO$ .....	0·04	0·06
$Na_2O$ .....	2·23	2·37
$K_2O$ .....	5·82	4·08
$H_2O-110$ .....	0·48	Összesen: 100·00
$H_2O+110$ .....	0·84	
$P_2O_5$ .....	nyomok	
Összesen:	99·87	

Elemző: VENDL.

Az OSANN-féle számok:

$$Al_2O_3 > (NaK)_2O + CaO$$

$$T = 1·67$$

$$s = 84·63, A = 6·45, C = 0·28, F = 0·24$$

$$s_{84·63} \quad a_{18·5} \quad c_{0·8} \quad f_{0·7} \quad n_{3·7}$$

$$sor = \delta, k = 2·14$$

(41. ábra 6.)

$T$  értékét figyelembe véve:

$$s = 84·63, A' = 8·12, C' = 0·28, F' = 0·24$$

$$s_{84·63} \quad a'_{18·8} \quad c'_{0·6} \quad f'_{0·6} \quad n'_{2·9}$$

$$sor = \delta, k' = 1·70$$

(41. ábra 6'.)

Az OSANN-féle viszonyyszámok:

$$SAIF = 27, 2.5, 0.5^1$$

$$AlCAlk = 16.5, 0.5, 13$$

$$NK = 3.7$$

$$MC = 1.7$$

(42. ábra 6.)

Feltűnő az  $n$ -nek, illetőleg  $NK$ -nak kis értéke, amit avval kell magyaráznunk, hogy az igen savanyú alapanyag csak ortoklász tartalmaz a kvarcon kívül. Innét ered a kőzet nagy  $K$ -tartalma s  $n$ -nek, illetőleg  $NK$ -nak kis értéke.

Bár az  $SiO_2$  tartalomra — %-ban — kis különbség észlelhető, mégis legközelebb állnak e viszonyyszámok a WILSON CREEK, Victoria-i aplit értékeihez:

$$SAIF = 26, 3.5, 0.5$$

$$AlCAlk = 17, 1, 12$$

$$NK = 3.7$$

$$MC = 2.5$$

A Pákozdtól ÉNy-ra, a Zsellérek legelőjén a 249 m kúpon áthaladó fehér aplittal is ebbe a típusba tartozik.

Porfírosan kivált elegyrészei: ortoklász, kevés oligoklász, sok kvarc.

A kvarc az uralkodó a porfíros kiválások között; egyénei rendszeren gömbölydedek, víztiszták s parányi folyadékzárványokat és alapanyagot tartalmaznak; gyakran korrodáltak.

Az ortoklász és oligoklász is teljesen azonos kifejlődésű az előbbi aplittal; rendszeren már muszkovitosan mállottak.

Ezekhez még igen kifakult biotitlemezzék járulnak, de roppant alárendelten, úgy hogy csak ritkán lehet a csiszolatban rájuk akadni. Bennük magnetit, ritkán zirkon és apatit észlelhető zárványgyanánt.

A porfíros kiválások általában aprók: rendszeren nem nagyobbak 0.2—0.3 mm-nél; a kvarcok többnyire még ennél is kisebbek.

Az alapanyag makroszkóposan teljesen tömöttnek látszik. Mikroszkóppal egészben véve mikrofelzitesnek bizonyul, mely finom rostokból állónak látszik. Ezek a rostok sugarasan-gömbösen, pszeudoszferulitosan helyezkednek el s szintén többnyire hullámos csíkokhoz hasonlóak.

<sup>1</sup> 2.6 és 0.2 helyett kikerekítve.



Ezek is eredetileg üveges szferulitok lehettek, melyek csak később nyerték kristályos szerkezetüket. Keresztezett nikolok között e gömbös terecskéken néha sötét kereszt jelentkezik, mely  $45^\circ$ -os állásban gyakran két hiperbolára nyílik szét. Néha e sugaras alapanyagrészek egy-egy apróbb porfirosan kivált kvarcsemet mintegy koszorúként vesznek körül. Ha a kvarcsemet hosszúkas, akkor ezek szintén megnyúltak s úgy veszik körül a kvarcsemet. Ezek között a mikrofelzites sugaras-gömbös alapanyagrészek között itt-ott már parányi panidiomorf alpanyag is fellép apró szabálytalan szemecskékben; e szemecskék kvarc és ortoklászokból állanak. A sugaras-gömbös mikrofelzites terecskék átlag  $0.2-0.3$  mm nagyok, míg a köztük levő szemek többnyire csak  $0.01-0.03$  mm átmérőjűek. Ezen kívül néha szericités apró foltok is észlelhetők, melyek kétségtelenül a földpátok átalakulási termékeinek minősítendőek. Végül helyenként barnás vasoxidos (limonitos) bomlási termék is megfigyelhető.

Egészben véve tehát ez az aplit az előzőhöz hasonló, azonban avval a különbséggel, hogy alpanyagában már panidiomorf-szemek is fellépnek, bár ezek igen alárendeltek és kicsik. Ezért tehát ez az aplit már bizonyos mértékben átmenet azokba a porfirosan kifejlődött aplitokba, melyeknek alpanyaga holokristályos panidiomorf (lásd alább).

A Sukorótól D-re levő Ördöghegy déli részén levő mintegy 1 m vastag aplittélér szintén ezekhez hasonló kifejlődésű. Kőzete kissé zöldes árnyalattal fehérszínű, rideg, pattogó, melynek tömött alpanyagában makroszkóposan apró kvarcokat és apró, rózsaszínű ortoklászokat lehet felismerni.

Mikroszkóppal porfiros kiválás gyanánt ortoklász, oligoklász kvarc és igen alárendelten biotit ismerhető fel. E porfiros kiválások aprók, átlag mintegy  $0.5-0.8$  mm nagyságúak; néha 1 mm nagyságot is elérnek.

Az ortoklász rózsaszínű, *M* szerint táblás, *a* tengely szerint megnyúlt kristályokban lép fel. Többnyire a karlsbadi törvény ikrei észlelhetők rajta. Néha belsejében kisebb-nagyobb mértékben szericitésedett.

Az oligoklász alárendeltebb mennyiségben fordul elő, szintén megnyúlt, az *M* szerint táblás kristálykákból, melyeken a terminális lapok azonban nincsenek jól kifejlődve. Albitikrek, melyekhez néha a karlsbadi törvény is járul. Az oligoklász egyéneinek belseje többé-kevésbbé zavaros, gyakran szericit-pikkelyekkel telt.

A kvarc a túlnyomó porfiros kiválások között. Egyénei vizesítettek, néha 1 mm nagyságot is elérnek. Vagy dihexaéderek, melyeken néha a prizma is felismerhető keskeny csík alakjában, ami még legömbölyödöttség esetében is gipszlemezrel felismerhető; vagy erősen korrodál-

tak, gömbölydedek, néha öblösek, karélyosak. Néha alapanyagot zárnak be karélyaikban. Egyébként apró pontocskák alakjában parányi folyadék-zárványkákat tartalmaznak, melyek néha zsinórszerű sorokká csatlakoznak egymáshoz.

Igen-igen ritkán egy-egy apró biotit-lemezke foszlánya is felismerhető  $\gamma$  = barnászöld,  $\beta$  = barnászöld,  $\alpha$  = halványsárga pleochroizmus-sal. Néha a biotit-lemezkek teljesen elfakultak, színtelenek, vagy halványsárga színűek, miként ez néha a kvarcporfirokban szokott előfordulni. Zárványként a biotitban magnetit, ritkábban zirkon és apatit fordul elő.

Az alapanyag kifejlődés tekintetén teljesen azonos a Szt. Donát alatt levő aplit alapanyagával; avval a különbséggel azonban, hogy ezek az eredetileg valószínűleg szintén szferulitszerűen kifejlődött alapanyagrészek már nem annyira köralakúak, mint az előbbi esetben, hanem sokkal szabálytalanabbak, megnyúltak, sőt néha ágasak. E foltok gyakran egy irányban erősen megnyúltak, ami főként vastagabb csiszolatokon tűnik jól ki ily módon bizonyos fokig fluidális jellegre emlékeztetnek. Néha az alapanyag sugaras részlete a kvarcokat itt is mintegy koszorúként körülveszi.

Lényegében tehát ez a kőzet is hasonló kifejlődésű a Szt. Donát temploma alatt előforduló aplittal.

Chemiai összetétele:

	%	Mol. %
$SiO_2$ .....	77.47	84.90
$TiO_2$ .....	0.01	0.01
$Al_2O_3$ .....	12.62	8.16
$Fe_2O_3$ .....	0.50	0.96
$FeO$ .....	0.59	
$MnO$ .....	0.03	0.03
$CaO$ .....	0.12	0.14
$MgO$ .....	nyomok	
$Na_2O$ .....	2.23	2.38
$K_2O$ .....	4.88	3.42
$H_2O$ 110° .....	0.24	Összesen: 100.00
Izzítási veszteség ....	1.55	
$P_2O_5$ .....	nyomok	
Összesen:	100.24	

Elemző: SZINYEI MERSE.



Az OSANN-féle számok:

$$Al_2O_3 > (NaK)_2O + CaO$$

$$T = 2.22$$

$$s = 84.91, A = 5.80, C = 0.14, F = 0.99$$

$$s_{84.91} \ a_{16.7} \ c_{0.4} \ f_{2.9} \ n_{4.10}$$

$$sor = \delta, k = 2.18$$

(41. ábra 7.)

$T$  értékét figyelembe véve:

$$s = 84.91, A' = 8.02, C' = 0.14, F' = 0.99$$

$$s_{84.91} \ a'_{17.5} \ c'_{0.3} \ f'_{2.2} \ n'_{2.96}$$

$$sor = \delta, k' = 2.60$$

(41. ábra. 7'.)

Az OSANN-féle viszonyszámok:

$$SAIF = 27, 2.5, 0.5$$

$$AICAlk = 17, 0.5, 12.5^1$$

$$NK = 4.1$$

$$MC = 0$$

(42. ábra. 7.)

Egészben véve e számok egyeznek az előbbi kőzet megfelelő számai-val. Itt azonban az  $NK$ -viszony valamivel nagyobb, ami az ortoklász-molekula kisebb mennyiségére vall; minthogy a porfirosan kivált ortoklászok mennyisége hozzátétőleg nem különbözik az előbbi, Szt. Donát temploma alatt előforduló aplitban fellépő ortoklász mennyiségétől: ez a különbség az alapanyagban rejlik. Még pedig természetesen olyan értelemben, hogy ez az Ördöghegyről való kőzet alapanyaga kevesebb ortoklász-molekulát tartalmaz. Az  $MC = 0$ -viszony a biotitnak csaknem teljes hiányából következik.

Ezek alapján ez az aplit igen közel áll a *Nettie mine* MONT., aplit-jához, melynek viszonyszámai:

$$SAIF = 27, 2.5, 0.5$$

$$AICAlk = 15.5, 1.5, 13$$

$$NK = 4.4$$

$$MC = 0$$

Igy természetesen ez a kőzet a kémiai rendszerben közvetlenül a.

<sup>1</sup> Kikerekítve.

Velencei-hegység. panidiomorf-szemcsésen kifejlődött aplitjai típusa mellé sorakozik, melynek viszonyszámait összehasonlítás céljából ide iktatom (lásd 116. lapon):

$$\begin{aligned}SAIF &= 27, 2\cdot5, 0\cdot5 \\AICAlk &= 15\cdot5, 0\cdot5, 14 \\NK &= 4\cdot6 \\MC &= 0\end{aligned}$$

E leírt típusokkal teljesen megegyező kifejlődésűek a Pákozdtól ÉNy-ra, a Karácsonyhegyen és a zsellérek legelőjén fellépő, makroszkóposan egészen tömött alapanyagú porfirosan kifejlődött aplitok. Sajnos azonban, a legtöbb telér feltárásaiból csak kevésbé üde anyag gyűjthető.

Igy a Karácsonyhegyen, a rózsaszínű gránitporfirok társaságában fellépő fehér vagy sárgásfehér aplitok a porfirosan kivált elegyrészek szempontjából teljesen egyeznek a típusul leírt két aplittal, csak a porfiros elegyrészek nagyobbak, néha 1·0 mm—1·5 mm nagyságúak. A földpátok erősen szericitesedtek s néha kaolinosodottak. Biotitok erősen kifakultak, igen halvány színűek,  $\gamma$  = halványbarnászöld, közel  $\alpha$  = halvány sárgászöld, vagy szintelen. Néha keskenyek, mintegy vékony szálak. A biotitokban sok barnás limonitos bomlási termék fordul elő. Az alapanyag egészben véve olyan, mint a Szt. Donát-templom alatt levő aplité, csak a gömbös-körös terecskék kisebbek, mintegy 0·025—0·05 mm nagyságúak. Néha az alapanyagban is barnás, átlátszatlan, vasoxidos bomlási termék figyelhető meg.

A Tomposhegy 242 m magas csúcsán átmenő s a körülötte előforduló aplitok is ebbe a típusba tartoznak. Ezeknek alapanyaga is egyezik az imént leírt kőzetekével, de az alapanyagban sok másodlagos, az ortoklász-molekula mállása folytán előállt szericit fordul elő, úgy hogy az alapanyag eredeti struktúrája már erősen elmosódott.

A csalai malomnál a kontaktus palát áttörő vékony aplitér fehér kőzete is ilyen típusú, csak az alapanyag gömbös-körös terecskerészletei igen aprók. A biotitok gyakoribbak, de szintén fakó színűek. A kőzet nem elég üde; nemcsak a porfirosan kivált földpátok, de az alapanyag is szericitesedett.

A Kisfaludy felső majortól Ny-ra levő kanász-háznál fellépő 6—8 m vastag telér kőzete szintén hasonló kifejlődésű, sárgásfehér színű; ugyancsak apró gömbös alapanyag terecskéekkel; az alapanyag a kőzetben is szericitesedett.

Az Öreghegy közvetlen közelében, tőle kissé DNy-ra fellépő telér kőzete is teljesen megegyező kifejlődésű a leírtakkal.



## B)

A porfiroosan kifejlődött aplitoknak egy másik csoportjában az alapanyag granofiros. Illetőleg gyakran az alapanyag a mikropegmatitos összenövéseken kívül holokristallin kvarc- és földpát-szemeket is tartalmaz.

Ide tartozik a Pákozdtól É-ra, a Belső szőlők legelőjén közvetlenül a gránitporfir mellett fellépő s egészen a községig lehúzódnó telér kőzete. Makroszkóposan fehéres rózsaszínű, tömött alapanyagú kőzet. Porfiroosan kivált elegyrészei: ortoklász, oligoklász, kvarc és igen alárendelten biotit.

Az ortoklász fehéres rózsaszínű, rendszeren *M* szerint táblás, többnyire karlsbadi ikrekben. Meglehetősen nagy mértékben szericitesen, kissé kaolinosan elváltozott. Egyénei néha 0.5—1 cm nagyságot is elérnek.

Az oligoklász egyénei fehérek, *M* szerint táblásak; albit, ritkán karlsbadi és albit-ikrekben. Szintén erősen szericitesedettek. Sőt helyenként a földpátok teljesen szericitté alakultak át s a szericitpikkelykék ez esetben nagyobb, összefüggő foltokban fordulnak elő, melyek gyenge nagyítással csaknem teljesen egységesnek látszanak. Erős nagyítással azonban kivehető, hogy apró pikkelykékből állanak. Ezek a szericitfoltok egészben véve az egykori földpátok alakját tartották meg s így nagyjában parallelogramma alakúak. E szericithalmazokban az egyes lemezek  $\gamma$  iránya többé-kevésbé párhuzamos. Ezenkívül a szericitpikkelykék között itt-ott ritkán egy sárgásbarnás zavaros vasoxidos átváltozási termék is észlelhető. Az oligoklász az ortoklásznál jóval alárendeltebben lép fel; egyénei szintén elég nagyok, néha 0.5—1 cm nagyságúak is.

A kvarc víztiszta; gyakran dihexaederes, melyen néha keskeny prizma-zóna is jelen van; néha azonban igen erősen korrodált, öblös-karélys. Egyénei rendszerint jóval kisebbek, mint a földpátok; rendszeren csak 0.3—0.4 mm nagyságúak, csak kivételesen néha 1 cm nagyok.

A biotit csak roppant alárendelten lép fel, úgy hogy csak ritkán akadunk egy-egy lemezkéjére. Ezek fakósárgák, majdnem színtelenek, de kitűnő hasadásuk mindig jól észlelhető; néha igen gyenge pleochroizmus is felismerhető: igen halványzöld és színtelen árnyalattal. Igen ritkán a biotitban szintelen zirkon, apatit és magnetit figyelhető meg.

Az alapanyag mikropegmatitos, granofiros. Néhol ez a granofir pszeudoszferulitos, néhol legyezőszerű, vagy mohára emlékeztető; ritkábban tollszerűen kifejlődött, főként a porfiroosan kivált kvarcok közül, de egyebütt is. Ez a granofiros kifejlődés kétségtelenül bizonyítja, hogy az alapanyag kialakulásakor a kvarc és ortoklász eutektikuma merevedett meg. Az alapanyagban igen gyakoriak parányi szericit-pikkelyecskék,

melyek minden bizonnyal az alapanyag ortoklásának mállása folytán előállt átalakulási termékek. Esetleg az sem lehetetlen, hogy a granofron kívül az alapanyagban önálló ortoklász egyének is felléphettek s esetleg ezek átalakulása folytán képződhettek e szericit-pikkelykék. Minthogy azonban a kőzet még a legjobban feltárt kőfejtőkben sem teljesen üde, ennek eldöntése kétséges.

A kőzet nem elég üde megtartása miatt kémiai analízisre nem volt alkalmas.

Ehhez hasonló kifejlődésű a Nadaptól D-re, a szőlők szélén, a 230 m csücsztől közvetlenül D-re levő aplittelér kőzete. Mindössze abban tér el az előbbtől, hogy kevesebb porfirosan kivált földpátot tartalmaz. Szintén erősen átalakult szericitesen a másodlagos mállás következtében.

Ide tartozik a Kisfaludy-majortól ÉNy-ra levő legutolsó, mintegy 5 m vastag telér kőzete is. Ez az aplit makroszkóposan tömött alapanyagú; sárgásfehér színű, porfiros kiválásként ortoklász, kevés oligoklász, kvarc és igen alárendelten biotitot tartalmaz. A porfiros kiválások kiesik.

Alapanyaga tömött s a granofiros és a panidiomorf-szemcsés kifejlődés közötti átmenet. A granofirosan kifejlődött alapanyag-részletek helyenként pszeudoszfeluritosak, másutt toll-, vagy legyezőszerűen kifejlődöttek. Ezen kívül az alapanyagban panidiomorf kvarc és ortoklász fordul elő parányi szemecskékben.

A székesfehérvári Belsőhegyen előforduló aplit is ebbe a típusba sorolandó. Ennek alapanyagában azonban a granofiros kifejlődés igen erősen uralkodik, míg a panidiomorf szemcsékben fellépő kvarc és ortoklász teljesen háttérbe szorul.

A Tomposhegyen, a Bellapatak nyugati partja mellett levő 193 m ponttól DNy-ra, a két kvarctelér közt előforduló aplit szintén ide sorolható. E kőzet meglehetősen erősen mállott, de amennyire megállapítható volt, alapanyagában túlnyomó a panidiomorf kifejlődése az ortoklásznak és kvarcnak; e két elegyrész granofiros összenövése már háttérbe szorulni látszik. Úgy hogy ezek szerint ez a kőzet már erősen átmenet a következő típusba.

### C)

A porfirosan kifejlődött aplitoknak harmadik típusára jellemző, hogy alapanyaguk holokristályos. Ezek tehát a porfirosan kifejlődött aplitok másik végétét képviselik.

E típusba tartozik a Velencéről Nadapra vivő úton, közvetlen Nadap előtt a háromszögelési fix pont táján mindjárt a mállott piroxenandezit mellett, tőle É-ra, feltárt vékony, mintegy 0.75 m vastag, aplittelér kőzete.



E kőzet fehér színű, makroszkóposan alapanyagot s benne porfiros kiválásokat lehet megkülönböztetni.

Porfirosan kivált elegyrészei: ortoklász, oligoklász és kvarc.

Az ortoklász fehér, rendszeren  $M$  szerint táblás; néha 1 cm, sőt ritkán 2 cm hosszúságúak s ekkor az (010)-án, kívül az (110) is mindig jól kivehető. A többi forma fel nem ismerhető határozatlan, mert az alapanyag korrozio folytán konturjaikat határozatlanná tette. Egyszerű egyéneken és karlsbadi ikrekben fordul elő. Itt-ott az ortoklász egyénei kisebb-nagyobb mértékben szericitesen mállottak.

Az oligoklász alárendeltebb mennyiségben lép fel. Egyénei  $M$  szerint táblásak; gyakran 1—1½ cm nagyságúak s ekkor — ép úgy, mint az ortoklász — még az (110) és (110) forma is kivehető rajtuk. Rendszeren szericitesen elváltoztak belsejükben.

A kvarc színtelen, víztiszta; egyénei többnyire szabálytalan karélyokban, ritkábban gömbölydeden korrodáltak. Néha ez a korrozio, főként a nagyobb kvarcokon, igen erős. Néha a kvarcok dihexaederes formája kivehető s a hatszöges átmetszet a csiszolatban elég gyakori. A kvarc-egyének is elég nagyok, néha ½ cm nagyságúak. Zárványként a kvarcban ritkán földpát, gyakrabban folyadék fordul elő. Az utóbbi a szokott apró gömbded, pontszerű vagy hosszúkas alakban, ritkán mozgó libellával is. Néha a porfirosan kivált kvare ortoklásszal granofirosan összenőtten is előfordul; ekkor természetesen a kvarcreszletek együtt és külön a földpát-reszletek együtt egyszerre oltanak ki.

Az alapanyag túlnyomó részben kvarcból, kisebb mennyiségben ortoklászból áll, melyek panidiomorf-szemcsésen vannak kifejlődve. E szemcsék elég nagyok — átlag 0.02—0.05 mm átmérőjűek, — úgy hogy az alapanyag aránylag elég durva.

Evvel az aplittal teljesen megegyező a Meleghegy csúcsától ÉNy-ra, a vadászkastélytól D-re fellépő aplit. Ebben azonban ritkán egy-egy biotitlemezke is előfordul porfiros kiválásként  $\gamma$  = barnászöld,  $\beta$  =  $\gamma$ ,  $\alpha$  = sárga színnel pleochroosan. A biotitban vasoxidos mállási foltok, a földpátokban szericitedés gyakori. — Alapanyag túlnyomó részben kvarcból, alárendeltebben ortoklászból áll és panidiomorf szemcsés.

A Sukorótól D-re a 146 m-es magassági ponttól DDNy-ra levő aplit ugyancsak ebbe a típusba tartozik. Makroszkóposan e kőzetben igen tömötnék látszó alapanyag és profiros kiválások különböztethetők meg. Utóbbiak is aprók, átlag 0.5—0.8 mm nagyságúak, kivételesen 1 mm nagyok.

A porfiros kiválások benne: ortoklász, kevesebb oligoklász, kvarc és roppant alárendelten elfakult színű biotit. Az ortoklász és oligoklász egyénei itt is  $M$  szerint táblásak,  $a$  szerint

megnyúltak, szericitesen mállottak. A kvarc víztiszta, néha dihexaederes, többnyire azonban erősen korrodált; mennyiségre nézve a porfirok kiválások között uralkodik. — Az alapanyag rendkívül apró szemű, panidiomorf, kvarc és kevesebb ortoklász elegye.

Ezeken kívül még néhány, egészen apró aplittelér sorolható e típusba, melyek főként Nadap környékén lépnek fel.

### Kvarctelérek.

Ezekre a kőzetekre általánosan jellemző, hogy fehér színűek és makroszkoposan tömötteknek látszanak. Főként a Tomposhegy környékén alakultak ki a gránitban ortogenetikus injekciók gyanánt.

Mindezek a telérek kvarcból állanak. A kvarcok makroszkoposan fehér színűek; mikroszkóppal színteleneknek bizonyulnak. Rendszerint szabálytalan, öblös, vagy fogazott szélűek; ritkábban szélük egyenletes. Nagyságuk különböző: a legparányibbtól egészen 1 cm nagyságig változik a kvarcegyének dimenziója. Elosztásuk is változó: gyakran egy-egy nagyobb kvarcegyént az apróbb szemek valósággal körülveszik mintegy alapanyag gyanánt; máskor a nagyobb egyének közvetlenül csatlakoznak egymáshoz az öblök, karélyok, illetőleg fogak révén. Néha a kőzet túlnyomóan apró kvarcegyénekből áll, nagyobb kvarcselemek aránylag háttérben vannak; s ekkor úgy tűnik fel a csiszolat, mintha az apró kvarcselemek tömegébe a nagyobb kvarcegyének mintegy be volnának ágyazva. Az apró kvarcegyének is egyenetlen öblös, karélyos, vagy fogazott szélűek s e fogak, öblök segítségével kapcsolódnak egymáshoz, illetőleg a nagyobb kvarcokhoz. Gyakran az apró kvarcok igen parányiak. Így pl. a Csúcsoshegy és a Kanászház között húzódó telérben — átlagban — csak mintegy 0.01 mm nagyságúak.

A kvarcokban, különösen a nagyobbakban, szabálytalan elhelyezésben, vagy néha sorokba csatlakozva, apró pontszerű folyadékzárványok fordulnak elő. Némelykor e zárványok zavarossá teszik a kvarcokat. Ritkán egy-egy nagyobb folyadék-zárvány is észlelhető mozgó libellával; így pl. a Bellapatak két ága között levő telérben. E mozgó libellás zárványok is — legalább részben — az ortogenetikus eredetre vallanak. — Néha folyadékzárványok a legparányibb kvarcegyénekekben is megfigyelhetők.

Miarolitos üregecskék csak ritkábban észlelhetők s ezek néha limonitos mállási foltokat tartalmaznak.

Ott ahol e telérek a gránittal közvetlenül érintkeznek, tehát széleiken (Salband), a gránitba s földpátjainak hasadékaiba is behatoltak igen



vékony erecskék alakjában. Ez a körülmény okozta, hogy a kvarctelések szélein néha kissé kaolinosnak látszó földpátokat is találni, melyeket apró kvarcsezemecskékből álló vékony kvarcerek járnak át. Az atmoszferikus mállás folytán a heverő darabokból a földpát kimállik, a földpátok helyén szögletes üregecskék maradnak vissza s ekkor az ilyen kvarcittarabok sejtesen üregesek.

A pneumatolitos hatások eredményeként fellépő fluoritot két kvarctelérben: Pákozdtól ÉNy-ra, a Suhogó szőlőktől ÉK-re a legelőn, továbbá az Istvánmajortól É-ra észleltem.

A Suhogó szőlőktől ÉK-re előforduló fluoritos kvarctelér zömét helyenként a fluorit alkotja. A fluorit rendszeren ibolya, ritkábban — egészen lokálisan — ibolyászöld színű; színe vastagabb csiszolatokban is jól észlelhető. Kristályformája nincs kifejlődve, mert a kvarcot mintegy átitatja, áthálózza. Hasadása azonban jól megfigyelhető; törésmutatója jóval kisebb a kanadabalzsaménál. E fluoritos részletek rendszerint kisebb-nagyobb foltokban fordulnak elő s a közöttük levő tereket apró kvarcsezemecskékből álló tömeg tölti ki. E fluoritos részletek mindig több cm<sup>2</sup>-nyi nagyságú területeket töltenek ki a kőzetben és teljesen izotropoknak látszanak. A közöttük levő kvarcok szabálytalan alakúak, különböző nagyságúak, kisebbek és nagyobbak vegyesen előfordulnak. Néha öblös, karélyos szélűek, máskor fogazott szélűek és szorosan csatlakoznak egymáshoz e karélyok, öblök, fogak révén. Ezekben a kvarcból álló terecskében is előfordul a fluorit apró szemecskében, vagy foltocskákban. Néha egységesnek látszó kvarcsezemek is zárnak magukba apró, szabálytalan fluoritsezemecskéket. Helyenként az ibolyaszínű fluoritsezemecskék erősen felhalmozódtak; ily helyeken a kőzet egészen ibolyaszínű.

Itt-ott szétszórtan vékony vasoxidos erek is észlelhetők a kőzetben, melyek néha  $\frac{1}{2}$ —1 cm vastagok, ritkábban még vastagabbak. Ezeket másodlagos, a kőzet repedéseibe kívülről — valószínűleg mállási termék gyanánt képződött — anyagnak tekintem.

Az Istvánmajortól É-ra fellépő fluoritos kvarctelérben a fluorit csak kisebb foltokba koncentrálódott, még pedig helyenként oly nagy mennyiségben, hogy a kőzet e helyeken szép kékesibolya színű. A fluorit vagy önállóan, nagyobb foltocskákban lép itt fel a kvare egyénei között, vagy az apró kvarcsezemek között igen finoman szétosztva. Az utóbbi esetben első tekintetre a kvarcsezemek csaknem izotropoknak tűnnek fel; csak erősebb nagyítással állapítható meg, hogy e részletek izotrop fluorit és anizotrop kvarcsezemek váltakozásából állnak. Néha az ibolyaszín helyenként annyira erős, hogy még csiszolatban is sötét ibolyaszínűnek látszik. A fluoritnak ez a koncentrálódása kisebb foltokban jóval erősebb, mint az előbb leírt kvarctelérben.

Maguk a kvarcok vagy víztiszták, vagy kissé zavarosak. Zárványként az előző teléréhez hasonló kifejlődésben folyadék fordul elő bennük, ritkán mozgó libellával is. A zavaros kvarcok parányi, közelebbről meg nem határozható interpozíciókat tartalmaznak.

A fluoritnak ez az előfordulása hazánkban eddig ismeretlen volt s így topografiai mineralógiai szempontból új adat. A Magyar Középhegységben ez a fluoritnak a harmadik előfordulása. JÜGOVICS<sup>1</sup> ugyan Csővárt említi harmadiknak; ő azonban figyelmen kívül hagyta, hogy jóval a csővári fluorit ismertetése előtt a magyar orvosok és természetvizsgálók veszteprémi vándorgyűlésén ezeket a fluoritos kvarcteléreket bemutattam és hogy röviden a Természettudományi Közlöny is megemlékezett erről.<sup>2</sup> Így Csővár a kronológiai sorrendben csak a negyedik helyre kerül.

Végül a szűzvári malomtól D-re levő kvarctelérben igen alárendelten ólom és rézércnek nyomai fordulnak elő. Az ólom galenit, a réz kalkopirit, illetőleg malachit alakjában lép fel. A galenit apró behintések alakjában figyelhető meg a kvarcban, melyek néha 1—4 mm szemnagyságot is elérnek. Kristályformája jól ki nem vehető, kitűnő hasadása azonban mindegyik szemecskén jól észlelhető. A kalkopirit szintén apró szemecskékben, behintések alakjában fordul elő; ezek azonban másodlagosan jó részben zöldes színnel malachitosan átalakultak.

Ez ércnyomok is bizonyítékai annak, hogy a kvarctelérek kialakulásában az eruptív eredetű gáz- és gőzexhalációk fontos szerepet játszottak.

### Kerzantitok.

A geológiai részben említett telérek közül a Sárhegy csúcsától DK-re, Pákozdról ÉK-re, a legelő s az erdő szélén levő mintegy 80 cm telér kőzete a legüdébb. A kőzet szürke színű, szemcsés. Elegyrészei: biotit, amfibol, ortoklász, oligoklász és kvarc; alárendelten magnetit, apatit, zirkon. Az elegyrészek meglehetősen egyforma nagyságúak, átlag 0.2—0.5 mm hosszúak; az amfibolok néha 1.0 mm nagyságúak, sőt nagyobbak is. Itt-ott a kőzetben ritkán egy-egy nagyobb, néha 1 cm nagyságot is megközelítő kvarc is előfordul.

A színes elegyrészek közt talán a biotit a túlnyomó. Egyénei néha meglehetősen idiomorf lemezekék, máskor idiomorfizmusuk nem oly ki-

<sup>1</sup> JÜGOVICS LAJOS dr.: Ásványtani közlemények, Annales musei nationalis hungarici, 1912, X., p. 596.

<sup>2</sup> VENDL A.: Ásványtani közlemények, ref. Természettudományi Közlöny, 1912, p. 795.

VENDL A.: Ásványtani közlemények, A magyar orvosok és természetvizsgálók XXXVI. vándorgyűlésének munkálatai, p. 172.



fejezett s szabálytalan körvonalúak. Pleochroizmus erős:  $\gamma$  = sötétbarna, néha zöldes árnyalattal,  $\beta$  = barna,  $\alpha$  = szalmasárga. Tengelyszög igen kicsi. Zárványként magnetit észlelhető a biotitban.

A makroszkoposan fekete színű a m f i b ó l a prizma zónában meglehetősen idiomorf módon lép fel s az {110} és {010} megfigyelhető egyénein. Erősen pleochroos:  $\gamma$  = barna, zöldes árnyalattal,  $\beta$  = barnás sárga  $\alpha$  = sárga  $c:\gamma = 16-17^\circ$ . Helyenként az amfibolok kloritosan elváltoztak. Néha ez az elváltozás csak kisebb foltokra terjedt ki, ritkábban csaknem az egész amfibol elváltozott. Gyakran az amfibol egyénnek csak a belseje kloritos, kívül nem. Zárvány gyanánt az amfibolokban a p a t i t t ű k és m a g n e t i t - s z e m e k, igen ritkán b i o t i t o k is fordulnak elő. Az amfibolok, főleg a vékony túalakúak, a szintelen elegyrészeket itt-ott keresztül-kasul átjárják. Gyakran ugyanaz az amfiboltű földpáton és kvarcon is keresztül hatol.

Az ortoklászok és plagioklászok is meglehetősen idiomorfok, a csiszolatokban éles konturokkal jelentkeznek. Az ortoklászok üdőbbek, mint a plagioklászok. Az utóbbiak rendesen zavarosak, szericites belsejűek, külső üdőbb zónával. Néha egész tömegük szericites, zavaros. Albit, albit és karlsbadi, igen kivételesen periklin ikrekben észlelhetők. Ikerlemezkéik szericites voltuknál fogva gyakran csak nehezen ismerhetők fel. Fénytorésük alapján az andezinhez, még pedig a savanyúbb andezinekhez állanak közelebb. Néha a plagioklász az ortoklászban fordul elő. Zárványként a földpátokban amfibol észlelhető.

A nem túl sok szintelen k v a r c a többi elegyrészek között lép fel különösebb idiomorfizmus nélkül. Gömb, ellipsziszalakú, vagy szabálytalan folyadékzárványok gyakoriak a kvarcban, néha mozgó libellával is. Ezen kívül parányi z i r k o n - k r i s t á l y k a és a m f i b o l o k ismerhetők fel zárvány gyanánt. Néha a kvarc, úgy látszik főként a telér szélei körül, a többi elegyrésznél jóval nagyobb szemekben is előfordul. Ezekről azt vélem, hogy mechanikusan ragadta magával a magma a gránitból.

A kevés magnetit közel izometrikus szemekben fordul elő. Az apatit tűi néha 0.12 mm hosszúságot is érnek; szintelenek, a főtengegyre merőleges harántrepedésekkel.

Az elegyrészek kiválási sorrendjére vonatkozólag annyi bizonyos, hogy a zirkon, apatit, magnetit váltak ki legelőször; azután a biotit, az amfibol, majd a plagioklász és az ortoklász. A plagioklász megelőzte kissé az ortoklász kiválását, mert ritkán az ortoklászban fordul elő. Végül a kvarc alakult ki.

A kőzet szövete a hipidiomorf és panidiomorf szemeses szövet közötti átmenetnek tekinthető, mely azonban igen közel jár a típusos panidiomorfhoz.

Már a mikroszkopi vizsgálat alapján is e kőzet kvartztartalma kerzantitnak bizonyul, amit kémiai összetétele is igazol:

	%	Mol. %
$SiO_2$ .....	59.38	66.61
$TiO_2$ .....	0.62	0.52
$Al_2O_3$ .....	18.51	12.25
$Fe_2O_3$ .....	1.39	5.41
$FeO$ .....	4.50	
$MnO$ .....	0.04	0.03
$CaO$ .....	4.72	5.69
$MgO$ .....	2.03	3.40
$Na_2O$ .....	3.82	4.13
$K_2O$ .....	2.73	1.96
<i>Izz. vesz.</i> .....	1.61	Összesen: 100.00
$P_2O_5$ .....	0.34	
Összesen:	99.69	

Fajsúly: 2.688.

Elemző: EMSZT.

Az OSANN-féle számok:

$$s = 67.13, A = 6.09, C = 5.69, F = 8.84$$

$$T = 0.47$$

$$s_{67.13} \ a_{5.9} \ c_{5.5} \ f_{8.8} \ n_{6.8}$$

$$\text{sor} = \beta, = k \ 1.18$$

Ez értékek alapján e kőzet jól beleillik az OSANN-féle háromszögben a kerzantitok csoportjába (41. ábra 8.).

$T$  értékét figyelembe véve:

$$s = 67.13, A = 6.56, C = 5.69, F = 8.84$$

$$s_{67.13} \ a'_{6.2} \ c'_{5.4} \ f'_{8.4} \ n_{6.29}$$

$$\text{sor} = \beta, k' = 1.13$$

(41. ábra 8'.)

Az OSANN-féle viszonzyszámok:

$$SAIF = 21, 4, 5$$

$$AICAlk = 15, 7, 8$$

$$NK = 6.8$$

$$MC = 3.7$$

(42. ábra 8.)



E viszonyszámok még legközelebb állanak a Wüstewaltersdorf-i (Schlesien) kerzantit megfelelő értékeihez, bár nem fedik egymást teljesen.

Kerzantit, Wüstewaltersdorf:

$$SAIF = 20.5, 3, 6.5$$

$$AlCAlk = 14.5, 6, 9.5$$

$$NK = 6.6$$

$$MC = 6.7$$

Teljesen egyező típus OSANN munkájában nincsen.

A vékonyabb telér kőzete a most leírttal teljesen megegyezik, csak-hogy jóval mállottabb. A harmadik telér kőzete is roppant mállott, a rossz feltárás folytán üde darabhoz jutni nem lehet. Annyi azonban megállapítható, hogy ugyanolyan mineralogiai kifejlődésű, mint a leírt kőzet, csak-hogy a színes elegyrészei között a biotit a túlnyomó.

### Andezitok.

**Amfibolandezit a Meleghegy csúcsától közvetlenül délkeletre.**

A szürkésbarna színű, tömött alapanyagú kőzetben alapanyag s porfirosan kiválva amfibol és plagioklász ismerhető fel makroszkóposan. E porfirosan kivált elegyrészek átlag 1–3 mm nagyságúak.

A porfiros kiválások a már makroszkóposan is észlelhető plagioklászok és amfibolon kívül kevés diopszidos augit, igen kevés biotit, kvarc, magnetit, zirkon, apatit.

A plagioklászok meglehetősen üdék, bár — főként a nagyobb egyéneken — helyenként a hasadások mentén szintelen kalkittá alakultak másodlagosan. A (010) lapon az egyik zónás strukturájú plagioklászok a kioltás:

$$\text{külső zóna: } -10^\circ (Ab_{57}An_{43})$$

$$\text{belső mag: } -17^\circ (Ab_{66}An_{52})$$

$$E = 36^\circ.$$

Az egyik albit és karlsbadi ikerből álló egyéneken a (010)-ra  $\perp$  metszeten a konjugált szimmetrikus kioltások:

$$1 \text{ és } 1' = +18^\circ; \quad 2 \text{ és } 2' = \pm 3.5, \\ (Ab_{50}An_{50})$$

ami labradornak felel meg.

Általában tehát a plagioklászok labradorok. Az elég gyakran fellépő zónásan kialakult egyének magja jóval bázisosabb.

A plagioklászok belsejében, közel a szélükhöz gyakran észlelhető parányi mikrolitokból álló keskeny, zavaros zóna. Ezek a zónák valószínűleg az alapanyagból származó üveges részletek, melyeknek kialakulása után a plagioklász növekedése rövid ideig még folytatódott; ezt bizonyítja az a keskeny plagioklász-sáv, mely még a zavaros zónán kívül járult hozzá az eredeti plagioklász egyénhez. Ez a külső zóna gyakran jóval savanyúbbnak látszik a plagioklász belsejénél. Ez tehát ugyanaz a jelenség, amit a többi andezitben is észlelhetünk.

A szintelen kvartc igen kivételes elegyrész.

A makroszkoposan fekete amfibol prizmasan kifejlődött; egyénein az  $\{110\}$ ,  $\{010\}$  elég tökéletes, a  $\{100\}$  már tökéletlen. Igen ritkán a  $\{001\}$  és  $\{011\}$  is megfigyelhető. Ikrek:  $(100)$  szerint. Pleochroizmusa erős:  $\gamma$  = kékeszöld,  $\beta$  = halavány olivzöld,  $\alpha$  = halavány sárga.  $\gamma > \beta > \alpha$ . A kisebb amfibolegységnek pleochroizmusa nem annyira feltűnő s inkább sárgászöld árnyalatba hajlók. Kioltás  $c:\gamma = 17.5^\circ$ .

Zárványként magnetitot és szintelen zirkont találtam az amfibolban.

Az amfibolokon magmatikus rezorpció nem igen fejlődött ki; csak kevés helyen mutatkozik erősebb rezorpció.

Igen ritkán (mindössze csak két esetben) szintelen diopszidos augitot is észleltem szabálytalanul határolt, 0.5–0.8 mm nagyságú szemekben. Határozott formát nem lehetett rajtuk megállapítani; az egyik szemén azonban az  $\{100\}$ ,  $\{110\}$ ,  $\{010\}$  nyomai felismerhetők voltak. Optikai karakter  $+$ ;  $c:\gamma = \text{circa } 43^\circ$ .

Valószínűnek tartom, hogy ez a diopszidos augit is — miként az előző andezitekben — az effúzió ideje körül az amfibol rovására képződött.

Kivételesen egy-egy biotit foszlánya is felfedezhető.  $\gamma$  = barna,  $\beta = \gamma$ ,  $\alpha$  = világossárga pleochroizmussal.

A magnetit opak, közel izometrikus szemekben fordul elő. Gyakran 0.3 mm nagyságot is elér. Néha vörösbarna vasoxidos bomlási termék veszi körül a magnetitot s ez a bomlási termék e helyeken mintegy az alapanyagot is átítatni látszik.

A kevés apatit parányi, szintelen prizmás kristályokban észlelhető.

Ritkán zirkon is megfigyelhető hosszúkás prizma és piramis kombinációjából alkotott kristálykákbán.

Az alapanyag sárgásbarna színű. Földpátjai majd hosszúkás, lécalakúak, majd rektanguláris keresztmetszetűek. Középtértékben a kioltások alapján  $Ab_{58}An_{42}$ – $Ab_{54}An_{46}$  összetételűek. Üdék. Helyenként az alapanyagban kalcitos, másutt a parányi bomlott magnetitoktól vasoxidos, vörösbarna mállási foltok fordulnak elő. A kalcitok körül igen



ritkán szintelen kvarc is megfigyelhető. Ezen kívül ritkán parányi, szintelen augitszemecskék is fellépnek. A porfirosan kivált nagy amfibolok körül néha az alapanyagban parányi amfibol-foszlányok láthatók, melyek az effuzió alatt szakadhattak el a nagy egyénektől.

Az alapanyag főtömegének egy része közel *izotropnak* látszik s sárgásbarna színű. Ez a sárgásbarna üvegszerű anyag az alapanyag ásvány-elegyrészei között lép fel, tehát az egész alapanyagot mintegy átítatja és az egésznek bizonyos fokig mikrofelzites jelleget kölcsönöz. Nem lehetetlen, hogy talán az eredeti mikrofelzites alapanyag másodlagos átalakulása révén állottak elő ezek a kriptokrystallos aggregátumok. Ezek szerint az alapanyag még a felzodácitos típushoz áll legközelebb. OSANN szerint a Cabo de Gatai előfordulások közt is ismeretesekek hasonló alapanyagok.

Mindezek alapján a kőzet diopszidos augitot is tartalmazó *amfibolandezit*, amit kémiai viszonyai is igazolnak.

A kőzet kémiai alkotása:

	%	Mol. %
<i>SiO<sub>2</sub></i> .....	58·67	65·01
<i>TiO<sub>2</sub></i> .....	0·90	0·75
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i> .....	5·21	6·27
<i>FeO</i> .....	2·07	
<i>MnO</i> .....	nyom	
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i> .....	16·45	10·75
<i>CaO</i> .....	6·82	8·13
<i>MgO</i> .....	3·15	5·22
<i>K<sub>2</sub>O</i> .....	1·24	0·88
<i>Na<sub>2</sub>O</i> .....	2·78	2·99
Izz. veszt. ....	2·38	Összesen: 100·00
Összesen:	99·67	

Elemző: EMSZT.

Az OSANN-féle számok:

$$s = 65·76, A = 3·87, C = 6·88, F = 12·74$$

$$s_{65·76} \quad a_{3·3} \quad c_{5·9} \quad f_{10·8} \quad n_{7·98}$$

$$\text{sor} = a, k = 1·32$$

(41. ábra 9.)

Az OSANN-féle viszonzyszámok:

$$SAIF = 20·5, 3, 6·5$$

$$AICAlk = 14, 11, 5$$

$$NK = 7·9$$

$$MC = 3·9$$

(42. ábra 9.)

Ezek, alapján a kőzet a *Downieville* CAL. andezitja és a *Taujoeng* LOK. *Sumbava* amfibolaugitandezitja közé kerül.

Andezit *Downieville* CAL.:

$$\begin{aligned}SAIF &= 20.5, 3, 6.5 \\AlCAIk &= 13.5, 10.5, 6 \\NK &= 7.7 \\MC &= 4.8\end{aligned}$$

Amfibolaugitandezit *Taujoeng* LOK, *Sumbava*:

$$\begin{aligned}SAIF &= 20.5, 3.5, 6 \\AlCAIk &= 14, 10, 6 \\NK &= 7.7 \\MC &= 3.7\end{aligned}$$

### Amfibolandezit a gróf Cziráky-féle kőbányában.

A szürke, kissé zöldes árnyalatú kőzetben élesen elkülönült alapanyag s jól kifejlődött porfíros kiválások figyelhetők meg. Az utóbbiak közül makroszkóposan csak az amfibol s a plagioklász ismerhető fel.

A porfírosan kivált elegyrészek: plagioklász, amfibol, igen kevés augit, kvarc, magnetit és ritkán apatit, meg zirkon.

A plagioklászok néha 0.75 cm nagyságot is elérnek. Rendszeresen azonban kisebbek, átlag 1–3 mm nagyságúak. Az üde kőzetben eléggé víztiszták. Albit, albit és karlsbadi ikrek. Perikliniker ritkábban észlelhető. Rendszeren (010) szerint táblásak. Konturjuk azonban néha szabálytalan rezorpciós jelenségek folytán. Közepes törésmutatójuk:

$$\frac{\alpha + \beta + \gamma}{3} = 1.554 - 1.558$$

Az albit is karlsbadi ikreken mért konjugált szimmetrikus kioltások:

$$\begin{array}{ll}1 \text{ és } 1' = \pm 33^\circ & 2 \text{ és } 2' = \pm 21^\circ \\1 \text{ és } 1' = \pm 33^\circ & 2 \text{ és } 2' = \pm 28^\circ\end{array}$$

$\perp$  (010) metszeten a kioltás:  $27^\circ - 28^\circ$ .

Egy kisebb ikres egyénen (010)-ra és (001)-re közel  $\perp$  metszeten  $+30^\circ$  kioltás észlelhető ( $Ab_{44}An_{56}$ ).

Mindezek a mérési adatok átlagban az  $Ab_{50}Au_{50}$ -hez közel álló *la bradorra* vallanak.

Néha a plagioklászok zónás szerkezetűek. Egyik ilyen zónás szerke-



zetű kisebb plagioklászok közel (010) lapon a következő extinkciók voltak észlelhetők:

külső zóna: —  $6^\circ$  ( $Ab_{62} An_{38}$ )

középső « : —  $11^\circ$  ( $Ab_{56} An_{44}$ )

mag « : —  $21^\circ$  ( $Ab_{44} An_{56}$ ).

A nagyobb egyének magja minden valószínűség szerint ennél is bázisosabb. Oly egyént is megfigyeltem, melyben a középső zóna látszott a legbázisosabbnak. Nem lévén orientálva a metszet, pontos adatot erről nem közölhetek.

A plagioklászok néha a széleiken s a hasadási vonalak mentén kalcitká alakultak át. Ezenkívül a földpátokban, belsejükben zavaros foltok is előfordulnak. A földpátoknak ez a kalcitos átváltozása a kőzet litoklázisai mentén igen erős, úgy hogy ikerrovátkosságuk alig észlelhető, sőt néha teljesen kalcitká alakultak. Egy ilyen litoklázis melletti darab csiszolatában a kalcit mellett epidotot is észleltem mintegy 0.06 mm nagyságban; pleochroizmusa: sárgászöld és igen halvány sárgászöld. Az ilyen elváltozott helyeken a kalciton kívül másodlagos termékként még a kvarc is kialakult, néha nagyobbacska csomókban is.

Kétségtelen, hogy ez a kalcit, kvarc és epidot mállás folytán képződött a plagioklászokból.

Zárvány gyanánt a plagioklászban ritkán amfibol és magnetit fordul elő.

Az amfibol makroszkóposan feketeszínű. Egyénei gyakran 1 cm hosszúságot is elérnek. A prizma zónában az  $\{110\}$ ,  $\{010\}$  többnyire jól kifejlődött; néha az  $\{100\}$  is észlelhető. A terminális lapok rendszeren nem jól kifejllettek. Ikrek gyakoriak  $\{100\}$  szerint. Egyénei erős pleochroizmust mutatnak:  $\gamma = \text{zöld}$ ,  $\beta = \text{sárgászöld}$ ,  $\alpha = \text{halvány szalmasárga}$ . Az absorpció  $\gamma > \beta > \alpha$  c:  $\gamma = 16\frac{1}{2}^\circ$ . Optikailag negatív, tengelyszöge  $2V = 86^\circ$  megközelítésben az UHLIG J. ajánlotta módszerrel meghatározva.<sup>1</sup> Minthogy az amfibol színes, a módszerből kifolyólag ez a meghatározás csak közelítő.

Ritkán az amfibolon zónás struktúra is megfigyelhető.

Az amfibol zárványként közel izometrikus magnetitszemeket, szintelen, parányi apatitűket és ritkán szintelen zirkon-kristályokat tartalmaz.

Az amfibol egyénei gyakran erős magmatikus rezorpciót mutatnak s opacitos magnetit-zónával körülvettek. Ez a rezorpció gyakran a termi-

<sup>1</sup> UHLIG J.: Über eine neue Methode, den wahren optischen Axenwinkel im Dünnschliff zu bestimmen. Centralblatt für Min., etc. 1911, 305–312.

nális végeken igen erősnek látszik. Helyenként még rozsdabarna, mállási foltok is észlelhetők kisebb-nagyobb mértékben az amfibolokon.

Az *augit* sokkal alárendeltebb, mint az amfibol, úgy hogy csak elvétve fordul elő. Egyénei — melyek aprók — az  $\{100\}$ ,  $\{110\}$  és  $\{010\}$  felismerhető; rendszeren az  $\{100\}$  dominál. Prizmaszög: circa  $92\frac{1}{2}^\circ$ . Ikrek (100) szerint. Igen halavány zöldessárga színű, igen vékony csiszolatban szintelen. Pleochroizmus a nincs.  $c:\gamma = 44^\circ$ . Optikai tengelyszög két meghatározás középértéke gyanánt UHLIG módszere nyomán:  $2V = 54^\circ$ . Optikai karakter pozitív.  $\rho > \gamma$  körül gyenge.

Mindezek az adatok *diopszidos-augitra* vallanak.<sup>1</sup>

Zónás strukturát nem észleltem. Zárványként magnetit fordul elő apró szemekben.

Az amfibol és az *augit* között genetikus kapcsolat áll fenn. Néhol ugyanis az amfibol metszetén belül apró *augit*foltok fordulnak elő. Máshol pedig apró *augitszemecskék* láthatók, melyek között amfibol-foszlányok fordulnak elő s ekkor az *augit*ok mellett sűrűn magnetitszemek is fellépnek. Kétségtelen ezek után, hogy az *augit* csak másodlagosan alakult ki az amfibol-molekulákból; ez az átalakulás vasnak, azaz a magnetitnak kiválásával járt karöltve. Ez a kőzetképződésnek abban a periódusában történt, mikor az amfibol már nem volt állandó a magmában s képződését az *augit* kialakulása váltotta fel.<sup>2</sup>

A *kvare* igen alárendelt szerepű. Egyénei aprók, néha parányiak, csak ritkán érnek el 0.4–0.5 mm nagyságot; szintelenek. Többnyire erősen karélyosak, öblösek, ami a magmatikus korrózió eredménye. Zárványként finom apró pontok sorából álló valószínűleg folyadék és alapanyag észlelhető.

A kevés *magnetit* apró, izometrikus opak-szemekben fordul elő.

Az *apatit* ritka; szintelen, parányi prizmákban észlelhető. Néha a magnetitszemek beöblösödő részében foglal helyet.

A *zirkon* is ritka; kissé ellipszisszerűen legömbölyödött szintelen kristálykái többnyire a magnetit-szemecskék közelében lépnek fel. Egyénei parányiak; egy esetben azonban 0.20 mm nagyságút is észleltem.

A finom alapanyag *holokristályos* és nagyjában mikrodiorit-porfiritos kifejlődésű. Földpátjai többnyire rektanguláris keresztmetszetűek. Néha a *P/M* szerint megnyúlt lécek alakjában mutatkoznak s vagy egyszerű albitikrek a hossziránnyal || összenövésben, vagy — ritkán — több ikerlemezről összetettek. A mért kioltások:  $20-16^\circ$ ,  $20-12^\circ$ ,  $15-17^\circ$ ,

<sup>1</sup> V. Ö. BECKE F.: Der Hypersthen-Andesit der Insel Alboran. Tschermak's Min. Petr. Mitteilungen, Bd. XVIII., p. 533–534.

<sup>2</sup> V. Ö. ROSENBUSCH: Mikroskopische Physiographie, II. Hälfte, 1905., p. 238.



23—19°. Egészben véve a labradornál savanyúbbak. Az egyik kissé nagyobb alapanyag-plagioklászon zónás struktúra volt észlelhető a (001) és (010)-ra közel  $\perp$  metszeten mért kioltások: a külső zónában + 22 ( $Ab_{59}An_{41}$ ), a magban + 31° ( $Ab_{42}An_{58}$ ). Tehát a külső zóna az andezin és labrador között foglal helyet. A plagioklászon kívül az alapanyagban parányi magnetitszemcskék, továbbá igen parányi augitok és amfibolok fordulnak elő apró foszlányokban. Ritkán egy-egy apró, szabálytalan kvarcsem is az alapanyaghoz tartozónak látszik. Nem lehetetlen azonban, hogy ezek már másodlagos, a plagioklászoknak fentebb említett mállási átalakulásával karöltve képződött termékek.

Mindezek alapján a kőzet augitos amfibolandezitnek minősítendő, mely azonban kevés kvarcot is tartalmaz. A kvarc mennyisége azonban oly csekély, hogy a kőzet a dácitok savanyúságát nem éri el. Ezt bizonyítja a kőzet kémiai alkotása is. A kémiai petrografiai rendszerben is az andezitek közé kell a kőzetet sorolnunk, amint a továbbiakból kiténik.

E kőzet kémiai összetétele:

	%	Mol. %
$SiO_2$ .....	59·87	66·53
$TiO_2$ .....	0·07	0·06
$Al_2O_3$ .....	15·78	10·31
$Fe_2O_3$ .....	4·48	6·04
$FeO$ .....	2·49	
$MnO$ .....	0·33	0·31
$CaO$ .....	7·22	8·59
$MgO$ .....	2·91	4·85
$Na_2O$ .....	2·49	2·68
$K_2O$ .....	0·88	0·63
$H_2O-110^\circ$ .....	0·68	Összesen: 100·00
Izz. veszt. ....	2·47	
$P_2O_5$ .....	0·14	
$CO_2$ .....	nyom	
Összesen:	99·81	

Elemző: VENDL.

Az OSANN-féle számok:

$$s = 66·59, A = 3·31, C = 7·00, F = 12·79$$

$$s_{66·59} a_{2·8} c_{6·1} f_{11·1} n_{8·1}$$

$$\text{sor} = a, k = 1·42$$

(41. ábra 10.)

Az OSANN-féle viszonyyszámok:

$$SALF = 21, 3, 6$$

$$ALCAlk = 14, 12, 4$$

$$NK = 8.1$$

$$MC = 4.6$$

(42. ábra 10.)

E számok legjobban megközelítik a *Mt. Shasta Cal.* keleti oldaláról származó amfibolandezit megfelelő értékeit:

$$SALF = 21, 3.5, 5.5$$

$$ALCAlk = 14, 9.5, 6.5$$

$$NK = 8.2$$

$$MC = 4.5$$

### Amfibolandezit Sukorótól D-re az országút mellett.

A Velence felől Székesfehérvárra vivő országút 16.2 km pontjánál feltárt kúpalakú kis amfibolandezitesonk közete kékesszürke, tömött alapanyagú. Makroszkoposan csak színtelen plagioklászok és fekete amfibolok ismerhetők fel benne, melyek néha 1 cm nagyságot is elérnek. E porfiros kiválások száma nem nagy; sőt néhol kisebb-nagyobb foltokban csak alapanyag észlelhető porfiros kiválások nélkül.

Mikroszkoppal porfiros kiválások gyanánt plagioklász, amfibol, igen kevés biotit, még kevesebb augit, magnetit és apatit állapítható meg.

A plagioklász víztiszta, (010) szerint táblás; rendszeren albit, albit és karlsbadi, ritkábban periklin törvény szerint alkotott ikrekben fordul elő. Az albit és karlsbadi ikreken  $\perp$  (010) metszeten mért konjugált szimmetrikus kioltás:

$$1 \text{ és } 1' = \pm 33$$

$$2 \text{ és } 2' = \pm 19.5$$

(010)-val parallel metszeten a kioltás:  $= -25^\circ$  ( $Ab_{35}An_{65}$ )

$\gamma$ -ra  $\perp$  metszet kioltása:  $36-37^\circ$ , ami szintén az előbbi összetételre vall.

A plagioklászok néha zónás strukturájúak. Egyik zónás strukturájú albit és karlsbadi ikren  $\perp$  (010) metszeten a konjugált szimmetrikus kioltások:

külső zóna:  $1 \text{ és } 1' = \pm 15^\circ$ ;  $2 = 20^\circ$  ( $2'$  nincs jelen)

belső zóna:  $1 \text{ és } 1' = \pm 25^\circ$ ;  $2 = 28^\circ$  (» » »)

$$E = 10^\circ \quad E = 12^\circ$$

$$\varphi = 0 \quad \varphi = 0^\circ$$

$$\lambda = 20^\circ \quad \lambda = 22$$



Egy másik hasonló ikernek ugyanoly metszetén:

$$1 = 15^\circ; 1' = \begin{cases} \text{külső zóna} = 8^\circ \\ \text{belső} \quad \quad = 14^\circ \end{cases} E = 37^\circ$$

$$2 \text{ és } 2' \text{ külső zóna: } \pm 32^\circ E = 33^\circ$$

$$2 \text{ és } 2' \text{ belső zóna: } \pm 42^\circ E = 33^\circ$$

A belső zónák tehát jóval bázisosabbak a külsőknél.

A plagioklász ezek szerint a labradorok közé sorolandó. A külső zónák azonban jóval savanyúbbak.

Néha a bázisosabb zónák erősen zavarosak. Helyenként a plagioklászban, vagy közvetlen közelében bomlási termék gyanánt kalcit vált ki. Néha a plagioklászokban egészen közel a szélükhöz keskeny, zavaros, hosszúkás mikrolitokból álló zóna látszik, melyet azonban közelebből nem lehet meghatározni. Valószínűnek tartom azonban, hogy ez már az alpanyagból rakódott le s ezután az effúzió periódusában még folytatódott a földpát képződése; ily módon került azután ezen a zavaros zónán kívül még egy roppant keskeny, tiszta szegély a földpátra. E zavaros zóna már INKEYnek is feltűnt.<sup>1</sup>

Egyik, kissé már átalakult plagioklász helyén sugarasrostosan kifejlődött stilbitszerű csomó fordul elő. A rostok negatív karakterűek s stilbitnek gondolnám őket, bár parányi voltak miatt közelebből meghatározni nem lehetett őket.

Zárványként a plagioklászban ritkán amfibol és magnetit fordul elő.

Az amfibol prizmás kifejlődésű: rendszeren azonban csak az uralkodó {110} s az alárendelt {010} és {100} észlelhető. Ikrek {100} szerint gyakoriak. A terminális lapok nem jól fejlettek. Optikailag negatív.  $c = \gamma = 18^\circ$ . Pleochroizmus határozott:  $\gamma$  = zöld,  $\beta$  = barnászöld,  $\alpha$  = halvány (barnás) sárga.

Az amfibolok széle rendszeren igen erősen magmatikusan rezorbeált; helyenként valóságos beöblösödések fordulnak elő az amfibol szélén s vékonyabb-vastagabb magnetit koszorú veszi őket körül. Helyenként az apróbb amfibolok a magmatikus rezorpció folytán úgyszólván teljesen eltűntek s helyüket magnetitos és augitos foltok (opacit) foglalják el, melyeknek közepében néha még látszik az eredeti amfibol kis részlete.

Zárvány gyanánt az amfibolokban apró magnetit, továbbá szintelen a patit-tücskéek észlelhetők. Igen ritkán zárványként még a zirkon is előfordul szintelen prizmás kristálykákban.

<sup>1</sup> INKEY BÉLA: I. c.

A biotit ritka. Szélei rendszeresen cafatosak a magmatikus rezorpciótól s apró magnetitszemecskékből álló zónával körülvettek. Pleochroizmus erős:  $\gamma$  = barna,  $\beta$  =  $\gamma$ ,  $\alpha$  = halvány szalmasárga. Érdekes, hogy egy esetben egy aránylag nagyobb — 0.15 mm — biotitlemezket az amfibolban találtam. Ez a körülmény amellett bizonyít, hogy a biotit képződése megelőzte az amfibol kialakulását. Zárványként magnetit fordul elő a biotitban.

Igen ritkán (mindössze csak négy esetben észleltem) szintelen diopszidos augitis előfordul porfirós kiválás gyanánt. Pleochroizmus nincs,  $c:\gamma = 41^\circ$  circa. Minthogy ezeken a diopszidos augitokon határozott forma ki nem fejlődött és aránylag kicsik — a legnagyobb circa 0.3 mm — továbbá mivel magnetitszemek halmaza környezi őket: valószínűnek vélem, hogy az amfibolok rovására képződtek a magmában magmatikus rezorpció révén.

A magnetit opak fekete szemekben jelentkezik s egyénei néha 0.25 mm nagyságot is érnek. Többnyire azonban jóval apróbbak; a legkisebbek már részben az alapanyaghoz tartozóknak látszanak.

Ritkán a patit is előfordul szintelen prizmacskákban, főként az amfibolok közelében.

Helyenként — mint a plagioklászok mállási terméke — szintelen kalcit is előfordul. Igen ritkán egy-egy kvarc szem is észlelhető, főként a kalcitok közelében; úgy vélem, hogy ezek a kvarc szemek is a plagioklászok mállása révén másodlagosan képződtek.

Az alapanyag holokristályos. OSANN szerint alapanyag tekintetében a kőzet habitusa a Cabo de Gata-i dacitra emlékeztet. Az alapanyag plagioklászai keskenyek,  $\alpha$  szerint hosszúkásak s rendszeren csak két, ritkábban több ikeregypénből összetettek. Néha rektanguláris keresztmetszetek is észlelhetők rajtuk. Egyik kvadratikus keresztmetszeten, mely közel  $\perp$  volt  $P$  és  $M$ -re a kioltás  $+25^\circ$ -nak adódott ki ( $Ab_{54}An_{46}$ ). A lécecskék kioltása az ikersíkhöz képest 15 mérés középértékeül  $15^\circ$ -nak bizonyult, ami a valószínűségi meghatározás szerint mintegy  $Ab_{58}An_{42}$ -nek felel meg. Ezek szerint az alapanyag földpátjai andezinek volnának. A földpátokon kívül az alapanyagban parányi magnetitszemecskék is előfordulnak. Ott, hol a magnetit sűrűn fordul elő, gyakran sárgásbarna vasas bomlási termék is észlelhető. Végül az alapanyag alkotásában még parányi szintelen augitszemecskék is résztvesznek.

Egészbenvéve az alapanyag dioritporfiritos alapanyagra emlékeztet. E kőzet kémiai összetétele:



	%	Mol. %
$SiO_2$ .....	57·14	63·65
$TiO_2$ .....	0·49	0·41
$Al_2O_3$ .....	17·24	11·33
$Fe_2O_3$ .....	2·89	5·77
$FeO$ .....	3·57	
$MnO$ .....	0·07	0·07
$CaO$ .....	7·01	8·40
$SrO$ .....	0·16	0·11
$BaO$ .....	0·13	0·05
$MgO$ .....	3·79	6·31
$K_2O$ .....	1·61	1·14
$Na_2O$ .....	2·55	2·76
$H_2O$ --110° .....	0·68	Összesen: 100·00
Izz. veszt. ....	2·48	
Összesen:	99·81	

Elemző: SZINYEI MERSE.

Az OSANN-féle számok:

$$s = 64·06, A = 3·90, C = 7·43, F = 13·28$$

$$s_{64·06} \ a_{3·2} \ c_{6·0} \ f_{10·8} \ n_{7·07}$$

$$\text{sor} = \beta, k = 1·24$$

(41. ábra 11.)

Az OSANN-féle viszonyszámok:

$$SAIF = 20, 3·5 \ 6·5$$

$$AlCAIk = 14, 11, 5$$

$$NK = 7·0$$

$$MC = 4·2$$

(42. ábra 11.)

Ezek szerint e kőzet OSANN beosztásában e kőzet a *Sibajak*, *Sumatra* és a *Si Nabun*, *Sumatra* andezitja közé kerül.

Biotit-amfibolandezit *Sibajak*, *Sumatra*:

$$SAIF = 20, 3·5, 6·5$$

$$AlCAIk = 14, 10·5, 5·5$$

$$NK = 6·8$$

$$MC = 4·2$$

Amfibol-piroxénandezit Si Nabun, Sumatra:

$$\begin{aligned}SAIF &= 20, 3.5, 6.5 \\ AlCAIk &= 13, 11, 6 \\ NK &= 7.0 \\ MC &= 4.0\end{aligned}$$

Biotit-amfibol-andezit a Nadapról Sukoróra vivő út északnyugati oldalánál.

A kékesszürke színű kőzet élesen elkülönült alapanyagában makroszkóposan a porfírosan kivált plagioklász, amfibol, biotit s kvarc ismerhető fel.

A plagioklászok átlag 3–5 mm nagyok, néha nagyobbak is. Albit, karlsbadi s ritkábban periklin ikrek. Az albit és karlsbadi ikreken mért konjugált szimmetrikus kioltás a (010)-ra  $\perp$  zónában:

$$1 \text{ és } 1' = \pm 14^\circ; \quad 2 = 41^\circ.$$

Néha zónás szerkezet is észlelhető, egyik ilyenén a konjugált szimmetrikus kioltás:

$$1 \text{ és } 1' \left\{ \begin{array}{l} \text{külső zóna: } \pm 25^\circ \\ \text{középső zóna: } \pm 29^\circ \\ \text{mag: } \pm 31^\circ \end{array} \right. \quad 2 \text{ és } 2' = \pm 14.$$

Zárványként magnetit s ritkán amfibol fordul elő.

A plagioklászok nem a legüdebbek, néha karbonátos bomlási terméket tartalmaznak. Egyébként az egész kőzet nem a legideálisabb üdeségű.

Az amfibol átlag szintén körülbelül akkora, mint a plagioklász. Az {110}, {010} s néha {010} is megállapítható. Ritkán az utóbbi forma erősen fejlett. A terminális lapok a rendesen erős magmatikus rezorpció folytán fel nem ismerhetők. Pleochroizmus erős:  $\gamma$  = sötét sárgászöld,  $\beta$  = sárgászöld,  $\alpha$  = szalmasárga.  $c:\gamma = 18-19^\circ$ . Az amfibol zárvány gyanánt magnetitot s ritkán szintelen apatitot tartalmaz. Az egyik amfibol nagy biotitlemezkét zár magába oly orientációban, hogy az amfibol  $\beta$ -ja összeesik a biotit  $\gamma$ -jával; a biotiton kívül ugyanebben az amfibolban magnetit és karbonátos bomlási termék is előfordul. Az amfibolban egyébként is előjön az elkarbonátosodás a hasadások mentén s a képződött termék vagy szintelen, kalcitszerű karbonát, vagy vasas, sárgásszínű.

Biotit jóval kisebb mennyiségben lép fel, mint az amfibol. Széle rendszerint igen erős magmatikus rezorpciót szenvedett s körül van véve magnetitzemecskékkel. Itt-ott karbonátos kiválások is körülvesszik. Pleo-



chroizmusa erős:  $\gamma$  = sötétbarna,  $\beta$  = sárgásbarna,  $\alpha$  = halványsárga. Zárványként magnetit, ritkán szintelen apatit fordul elő.

A k v a r c igen alárendelt. Színtelen, rendszeren erős beöblösödések mutat, melyekbe az alapanyag behatol. Helyenként alapanyagot tartalmaz zárványul. Néha a kvarc egyénei 1 cm nagyságot is elérnek.

A m a g n e t i t apró, izometrikus szemekben sűrűn fordul elő.

A z i r k o n igen ritka, szintelen parányi kristálykákban észlelhető. Egy esetben 0·08 mm nagyságút is észleltem.

A z a l a p a n y a g holokristályos, de már épen a határon van, amennyiben a poláros fényre alig, vagy épen nem ható bizonyos fokig üvegszerű részletekkel átitatott. OSANN<sup>1</sup> szerint kifejlődés tekintetében hasonlít a Garbanzal-i, Cabo de Gatai dacit alapanyagához. Az alapanyag földpátjai részben hosszúkás, lécalakúak, részben rektangulárisak. Ezenkívül a szürkés, a poláris fényre igen gyengén ható alapanyagban magnetitok s karbonátos mállási foltok, valamint igen kevés kvarc is észlelhető.

A kvarc kis mennyisége folytán a kőzet még andezitnak minősítendő, mely már azonban átmenet a dacitokhoz. Ezek szerint e kőzet kvarctartalmú biotit-amfibol-andezit, amit kémiai összetétele is bizonyít.

A kőzet kémiai alkotása:

	%	Mol. %
SiO <sub>2</sub> .....	58·53	66·21
TiO <sub>2</sub> .....	0·36	0·31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	17·56	11·72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	3·38	5·57
FeO .....	2·82	
MnO .....	0·17	0·16
CaO .....	5·95	7·24
SrO .....	0·14	0·09
BaO .....	0·11	0·49
MgO .....	1·96	3·32
K <sub>2</sub> O .....	2·59	1·88
Na <sub>2</sub> O .....	2·74	3·01
H <sub>2</sub> O—110° .....	0·31	Összesen: 100·00
Izz. veszt. ....	3·23	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0·16	
Összesen:	100·01	

Elemző: SZINYEI MERSE.

<sup>1</sup> Zeitschrift d. d. geol. Gesellschaft, 1891.

Az OSANN-féle számok:

$$s = 66.52, A = 4.89, C = 6.83, F = 10.04$$

$$s_{66.52} \ a_{4.5} \ c_{6.3} \ f_{9.2} \ n_{6.15}$$

$$\text{sor} = \beta, k = 1.25$$

Az OSANN-féle viszonyszámok:

$$SAIF = 21, 4, 5$$

$$AICAlk = 14, 10, 6$$

$$NK = 6.15$$

$$MC = 2.9$$

(42. ábra 12.)

Ez értékek legközelebb állanak a *Black Butte, Nevada* andezitjához:

$$SAIF = 21, 3.5, 5.5$$

$$AICAlk = 14, 9.5, 6.5$$

$$NK = 6.6$$

$$MC = 3.7$$

**Biotit-amfibol-andezit a sukorói vendégfogadótól közvetlenül északra.**

E kőzetből a rossz feltárás következtében teljesen üde anyag nem állt rendelkezésemre, úgy hogy a barnásszürke színű kőzetben már makroszkóposan is itt-ott vashidroxides mállási foltok észlelhetők. A legüdebb anyagon végzett megfigyelések a következőkben foglalhatók össze:

Porfírosan kivált elegyrészek: plagioklász, amfibol, biotit, kevés kvarc, ritkán diopszidos augit; ezekhez még magnetit, apatit és zirkon járul.

A plagioklászok belseje gyakran zavaros, amennyiben sárgásbarnás erősen kettős törő bomlási termékek (vasas karbonátok) észlelhetők benne. Egyénei albit, karlsbadi s ritkán periklin törvény szerint alkotott ikrekben fordulnak elő. Közel (010) lapon egyik zónás plagioklászon megfigyelt kioltások:

$$\text{külső zóna:} \quad -20^\circ$$

$$\text{középső zóna} \quad -23^\circ$$

$$\text{belső mag:} \quad -25^\circ$$

$$E = 37^\circ$$

Tehát a plagioklász labradornak bizonyul. A belső zónának itt is jóval bázisosabbak a külsőknél. Zárványként ritkán magnetit és biotit észlelhető a plagioklászokban. Ezenkívül a plagioklászokban itt is megvan közel a szélükhöz az apró mikrolitokból álló zóna, mely tulajdon-



képen alapanyagrészből áll. Erre azután az effúzió periódusában még egy igen keskeny szegélyben plagioklász-molekulák váltak ki s rakódtak rá az alapanyagból álló zónára. Ez a külső szegély savanyúbb a plagioklász főtömegénél s gyakran nem teljesen szabályos, éles konturral határolt, hanem mintegy vékony lepel gyanánt veszi körül a plagioklász többi részét.

A makroszkóposan fekete a m f i b o l o n rendszeren csak az  $\{110\}$ ,  $\{010\}$  van jól kifejlődve. Néha e jól kifejlett zónában még az  $\{100\}$  is észlelhető. A kisebb egyéneken kivételesen még a terminális lapok is kivehetők. Többnyire azonban meglehetősen r e z o r b e á l t a k. Ikrek (100) szerint. Pleochroizmus erős:  $\gamma$  = sötét barnászöld,  $\beta$  = barnászöld,  $\alpha$  = világossárga,  $c : \gamma = 20^\circ$  circa. Zárvány gyanánt biotit, magnetit és apatit fordul elő.

Biotit aránylag gyéren lép fel, de azért határozottan jóval több figyelhető meg, mint augit. Egyénei rendszeren erősen rezorbeáltak, cafatos szélűek. Néha a rezorpció oly erős volt, hogy csaknem teljesen rezorbeálódott a biotit s helyét sok magnetit foglalja el; a magnetitok között ilyenkor csak kis foszlányban maradt meg a biotit. Pleochroizmus erős:  $\gamma$  = sötétbarna,  $\beta = \gamma$ ,  $\alpha$  = világossárga. Zárványként a biotitban magnetit s ritkán apatit észlelhető.

A diopszidos augit a csiszolatokban szintelen, csak a vastagabb metszeteken észlelhető kissé zöldes árnyalata. Nem pleochroos.  $c : \gamma = 42-43^\circ$  circa. Tengelyszöge elég nagy. Zárványként magnetit fordul elő az augitban. Az augit általában e kőzetben is ritka, alárendelt elegyrész. Néha csak apró foszlányokban észlelhető, melyeket magnetit-szemcsék vesznek körül. Valószínűnek látszik, hogy az augit az effúzió periodusa közben az amfibol rovására képződött. Az augitok kicsik, ritkán 0.6 mm nagyságot is elérnek.

A szintelen k v a r c igen alárendelt szerepű. Egyénei öblös, karélyos szélűek a magmatikus korrózió folytán. Néha ez öblök révén alapanyag-részletet zárnak magukba.

A magnetit közel izometrikus szemekben gyakori; néha 0.3 mm szemnagyságot is elér. Egyénei gyakran a diopszidos augitok körül csoportosultak. Az igen apró magnetitszemek már az alapanyagokhoz tartozóknak látszanak.

Az apatit parányi szintelen kristálykái ritkán észlelhetők, részben önállóan, részben zárványként.

A zirkon szintelen, prizmás habitusú apró egyéneken kifejlődött. (I. tábla 3. ábra.)

Az alapanyag csak részben holokristályos, amennyiben — amennyire a nem teljesen üde kőzet csiszolatain megállapítható volt —

egy sárgásbarna, a nikolokra alig ható anyag itatja át. Az alapanyag holokristályos része főként plagioklászból, igen kevés apró, szabálytalan alakú kvareból s augitfoszlányból áll. A plagioklászok kioltásuk alapján bázisos andezineknek látszanak; részben rektangulárisak, részben hosszúkásak. A hosszúkás plagioklászlecek a porfírosan kivált elegyrészeket bizonyos fokig fluidális módon veszik körül.

Bár a kőzet kémiai elemzésre nem volt üde, a kvarc igen alárendelt szerepéből következik, hogy ismét csak andezittel van dolgunk. Kvarc ugyanis ebben a kőzetben sincs több, mint az eddig leírt andezitokban. E kőzet sem éri el tehát a dacitok savanyúságát, úgy hogy ezek alapján kevés kvarcot s augitot tartalmazó biotit-amfibolandezitnak kell minősítenünk.

Augit-amfibol-andezit a sukorói szőlők keleti széle mellett.

A makroszkóposan barnásfekete színű, tömött alapanyagú kőzet porfírosan kivált apró elegyrészei: plagioklász, amfibol, diopszidos augit, biotit, kvarc, magnetit, apatit, zirkon.

A plagioklász rendszeren *M* szerint táblás albit, albit és karlsbadi, ritkábban periklin ikrekben fordul elő. Kioltásaik alapján a plagioklászok labradorok. Belsejükben rendszeren barnás, alig átlátszó vasoxidos karbonátos bomlási termékeket tartalmaznak. A plagioklászok ritkán érik el az 1 mm nagyságot.

Az amfibol makroszkóposan fekete, 0.8 mm, ritkán 1 mm nagyságú. Prizmás kifejlődésű:  $\{110\}$ ,  $\{010\}$ , néha  $\{100\}$  is kivehető; a terminális lapok alig észlelhetők. Ikrek (100) szerint. Pleochroizmus erős:  $\gamma$  = sötétbarnás zöld,  $\beta$  = zöldesbarna,  $\alpha$  = (barnás) sárga.  $c : \gamma = 20^\circ$  circa. Az amfibolokat rendszeren gyenge magnetitos rezorpciós zóna veszi körül. Néha a rezorpció igen erős s ilyenkor az amfibol csak apró foszlányokban maradt meg; helyét túlnyomó részben apró magnetitszemcsék halmazai foglalja el. Zárvány gyanánt az amfibolban magnetit s ritkábban apatit és zirkon fordul elő. Az amfibol hasadási lapjai mentén gyakran vashidroxidos bomlási termék észlelhető, mert a kőzet nem teljesen üde.

A diopszidos augit mennyiségre nézve jóval az amfibol mögött marad, de a biotitnál gyakoribb. Egyénei szintén aprók. Az  $\{100\}$ ,  $\{110\}$ ,  $\{010\}$  forma gyakran felismerhető. Csiszolatban színtelen, pleochroizmus nélkül.  $c : \gamma =$  circa  $40^\circ$ .  $2V =$  circa  $53-55^\circ$ . Zárványként az augitban magnetit fordul elő.

Biotit csak igen ritkán fedezhető fel; apró foszlányokban fordul elő, melyeknek széleit az erős magmatikus rezorpció révén magnetit és



augit parányi szemecskéi veszik körül. Néha ez a rezorpció igen erős s ekkor a magnetit és augit szemecskéinek halmazában csak igen parányi biotit-foszlány van jelen. A biotit erősen pleochroos:  $\gamma$  = sötétbarna,  $\beta$  =  $\gamma$ ,  $\alpha$  = halaványsárga.

A kva re színtelen egyénei szintén ritkák; legömbölyödöttek, vagy öblösek, karélyos szélűek a korrozio révén; gyakran repedezettek. Itt-ott alapanyag-részletet zárnak magukba.

A ma g n e t i t izometrikus apró szemekben elég gyakori. Az a p a t i t színtelen parányi kristálykái ritkák. Helyenként a magnetit vörösbarna vasoxidos mállási foltokkal körülvett. A z i r k o n színtelen kristálykákban az amfibolban zárvány gyanánt fordul elő.

A z a l a p a n y a g b a n részben léces, részben kvadrátikus keresztmetszetű parányi plagioklászok, apró augit-foszlányok, sok magnetit és kevés kva re ismerhető fel. Az alapanyag-nak ezen egyéneit sárgásbarnás, a nikolokra alig ható, csaknem teljesen izotropnak látszó, üvegszerű kitt tartja össze. Az alapanyag plagioklászai vagy nem ikrek, vagy csak két egyénből összetettek. Gyakran a léces plagioklászok a porfirosan kivált elegyrészeket mintegy körülfolyni látszanak s evvel bizonyos fokig a fluidálisra emlékeztető strukturát idéznek elő. Egészben véve tehát az alapanyag andezitos. — Ezenkívül az alapanyagban gyakran vörösbarna mállási foltok fordulnak elő, melyek helyenként sűrűn lépnek fel.

Mint hogy a kőzet a feltárás rossz volta miatt eléggé bomlott s az analízishez szükséges friss anyaghoz jutnom nem lehetett, analízist nem készítettem belőle. A kva re igen ritka volta azonban az eddig leírt analógiák alapján valószínűvé teszi, hogy ez a kőzet sem éri el a dacitok savanyúságát. Ezért ezt a kőzetet is csak andezitnak, kevés kva re -ot tartalmazó biotitos a u g i t - a m f i b o l - a n d e z i t n a k tekintem.

### Biotit-amfibol-andezit az országúton, János-majortól ÉK-re.

A kékesszürke, nem elég üde kőzetben élesen elkülönült alapanyag és porfiroz kiváltások jól megkülönböztethetők.

Porfiroz elegyrészek: p l a g i o k l á s z, a m f i b o l, b i o t i t, kevés k v a r c, m a g n e t i t, a p a t i t, z i r k o n.

A p l a g i o k l á s z meglehetősen üde, víztisztán átlátszó; egyénei *M.* szerint rendesen táblások, *a* szerint megnyúltak. Karlsbadi, albit s ritkán periklin ikrekben fordulnak elő. Néha 1–1½ cm nagyságúak. Egyik albit és karlsbadi ikerből álló egyénen a (010)-ra közel  $\pm$  metszeten a kioltások:

$$1 \text{ és } 1' = \pm 7^\circ;$$

$$2 \text{ és } 2' = \pm 34^\circ$$

Néha zónás szerkezet észlelhető:

$$1 \text{ és } 1' = 23^\circ; \quad 2 \text{ és } 2' \begin{cases} \text{külső zóna } 30^\circ \\ \text{belső mag } 40^\circ. \end{cases}$$

Ezek szerint a plagioklászok bázisos labrador-szerű alkotásúak. Megjegyzendő azonban, hogy a kisebb egyének jóval savanyúbbaknak látszanak, egészen a bázisos andezinig.

Az amfibol makroszkóposan feketeszínű.  $\{110\}$ ,  $\{010\}$  forma jól kifejlődött. A terminális lapok ismét rosszul kifejlődöttek, bár a magmatikus rezorpció e kőzetben aránylag gyenge volt. Néha ikrek is észlelhetők (110) szerint. Az amfibol egyénei néha szintén elérik az 1 cm nagyságot. Pleochroizmus erős és határozott:  $\gamma$  = sötétzöld (barnás árnyalattal);  $\beta$  = zöldesbarna;  $\alpha$  = sárga.  $c : \gamma = 18-19^\circ$ . Zárványként magnetit és apatit figyelhető meg. Ezeken kívül néha az amfibol kisebb-nagyobb biotitlemezkét zár magába.

A biotit jóval alárendeltebb szerepű elegyrész, mint az amfibol. Lemezkéinek széle többnyire igen egyenetlen, néha azonban határozottan erős idiomorfizmust mutat s ilyenkor a hatszögletes forma jól feltűnik. Pleochroizmusa erős:  $\gamma$  = barna,  $\beta$  = barna,  $\alpha$  = szalmasárga. Néha magnetit és apatit fordul elő zárvány gyanánt. A biotitot az amfibolnál idősebbnek kell tekintenünk, mert — mint említettük — a biotit az amfibolba bezártan is előfordul.

A kvarc aránylag ritka, víztiszta; néha 2 mm nagyságot is elér. Rendesen erősen korrodált öblösszélű. Néha alapanyag fordul elő benne zárvány gyanánt.

A magnetit opak izometrikus szemekben fordul elő s néha 0.4–0.5 mm nagyságú. Apatit részben zárványként, részben önállóan lép fel, főleg a magnetitok körül színtelen prizmás kristályokban. Ritkán zirkon is észlelhető parányi színtelen kristályocskák alakjában.

Az alapanyag kifejlődése tekintetében hasonlít a Meleghegy csúcsától közvetlen DK-re előforduló amfibolandezit alapanyagához.

Minthogy e kőzet nem elég üde, — amit főként az alapanyagban előforduló kalcitos és vashidroxidos bomlási foltok bizonyítanak — kémiai elemzés nem készült belőle. Tekintve azonban, hogy a kvarc itt is csak igen alárendelten kis mennyiségben fordul elő, akárcsak az eddigi andezitokban: bizonyos, hogy a kőzet a dacitok savanyúságát nem éri el.

Ezek szerint a kőzet biotit-amfibolandezitnak bizonyul mely azonban kevés kvarcot is tartalmaz.



### Piroxénandezitok.

#### Nadap község kőbányájának piroxénandezitja.

Az üde kőzet kékesszürke színű. Makroszkóposan tömöttek látszó alapanyag s benne porfirosan kivált elegyrészek gyanánt plagioklász és augit ismerhető fel.

A plagioklászok  $M$  szerint táblásak,  $a$  szerint megnyúltak, lécalakúak. Albit, albit és karlsbadi, ritkábban periklin ikrek. 3–4 mm hosszúságot is elérnek. Szélüket gyakran az alapanyag kimarta. Egyik közel  $c$ -re  $\perp$  metszeten a kioltás:  $38^\circ$ , ami bázisosabb labradorra vall. Az egyik albit és karlsbadi ikren közel  $\perp$  (010) metszetén a konjugált szimmetrikus kioltások

$$1 \text{ és } 1' = \pm 29^\circ \qquad 2 \text{ és } 2' = \pm 4.$$

A plagioklászok gyakran zónásban felépítettek. Közel (010) lapon a kioltások:

$$\begin{aligned} \text{külső zóna:} & \quad -23^\circ \\ \text{középső zóna:} & \quad -28^\circ \\ \text{mag:} & \quad -31^\circ \end{aligned}$$

Egy másik kisebb egyénen, melyen két zóna volt felismerhető:

$$\begin{aligned} \text{külső zóna:} & \quad -18^\circ \\ \text{belső zóna:} & \quad -30^\circ \end{aligned}$$

Mindezek alapján a plagioklászok átlagban bázisos labradorok; a legbelső zónák azonban bytownitok.

Az augit csiszolatban szintelen, kissé sárgás árnyalattal, diopszidos augit, kristályain  $\{100\}$ ,  $\{110\}$ ,  $\{010\}$  jól kifejezett. Ikrek (100) lap szerint; rendszeren egy keskeny zóna fordul elő a két főegyén közt az ikreken. Néha az ikrek csomósan kifejlődve is észlelhetők.  $c : r = 41-42^\circ$ .  $2V = 55^\circ$  circa. Néha az igen vastag metszeten gyenge pleochroizmus is észlelhető:  $\gamma =$  halványzöldes,  $\beta = a =$  szintelen sárgás. Zárvány gyanánt opak magnetitzemek és szintelen apatitűk fordulnak elő az augitban. Az augitok néha 2–2.5 mm hosszúságot is elérnek.

A magnetit gömbölyded, vagy kissé megnyúlt, néha szabálytalan opak szemekben fordul elő. Gyakran 0.2 mm nagyságot is elér; de ennél jóval apróbbak is előfordulnak, melyek átmenetet képeznek az alapanyaghoz. A magnetit szemecskéi néha az augit egyéneit veszik körül.

Az alapanyag holokristályos, úgy hogy maga a kőzet szövete dioritporfiritra emlékeztet. Az alapanyag túlnyomórészen plagioklászokból áll, melyek legfeljebb két ikeregénből összenőttek. Kioltásaik alapján a porfirosan kivált plagioklászoknál jóval savanyúbb labradoroknak lát-

szanak. A plagioklászon kívül az alapanyag alkotásában augitfoszlányok és magnetitszemcskék is résztvesznek.

Ott, hol a kőzetet a posztvulkáni hatások érték, mikroszkópi képe is megváltozott:

A plagioklászok rovására szintelen kalcit, kvarc és zöld epidot képződött. Utóbbiak néha a földpátok belsejében foglalnak helyet. Az opidotokon néha a  $\{001\}$ ,  $\{101\}$ ,  $\{100\}$  forma felismerhető; optikailag negatívok, tengelyszögük nagy; pleochroizmusuk:  $\gamma$  = sárgászöld,  $\beta$  = világosabb sárgászöld,  $\alpha$  = halványsárga.  $\rho < v$ . A kvarc apró, szintelen, kerekded, vagy öblös szélű, néha prizma és a két romboeder kombinációjából álló szemekben vált ki. Néha a megbontott plagioklászban kisebb foltokban sárgásbarna karbonát is képződött a kalciton kívül.

Az augitok közel  $c$ -vel párhuzamos barnászöldes rostokra bomlottak fel, melyek igen gyenge kettőtörésűek  $s c$  = zöld,  $\beta = \alpha$  halvány sárgászöld színnel pleochroos chlorit anyagból állanak. Ez az átváltozás néha az augitok szélén kezdődött, máskor az augit belsejében, a hasadási síkok mentén. Ezenkívül gyakran epidot és kalcit is keletkezett. Máskor ott, hol a kőzet erősen kalcitos és kloritos, amfibol lép fel hosszú lécecskék és rostos pamatok alakjában. A rostok rendesen a  $c$  tengellyel közel párhuzamos elhelyezésűek. Gyakran az amfibolok az augitnak egy részét foglalják el. Rendesen magnetitszemekkel körülvettek. Ez az átváltozás bizonyos fokig emlékeztet az uralitosodásra; de annak még sem nevezhető, mert a képződött amfibolrostok nem zöldek, hanem inkább barnásszínűek, többnyire a következő pleochroizmussal:  $\gamma$  = kávébarna,  $\beta$  = sárga,  $\alpha$  = halványsárga,  $c : \gamma = 15-18^\circ$  circa.

A posztvulkáni hatásoknak kitett kőzetben ezekenkívül a már említett zeolitok (lásd a posztvulkáni hatásokat a geológiai részben), pirit, ritkán fluorit és hematit is észlelhető. Az alapanyagban itt szintén képződött epidot, kvarc, kalcit és klorit apró foszlányokban.

Az üde piroxénandezit összetétele:

	%	Mol. %
$SiO_2$ .....	59.74	65.73
$TiO_2$ .....	0.58	0.48
$Fe_2O_3$ .....	3.19	5.59
$FeO$ .....	3.19	
$Al_2O_3$ .....	18.26	11.85
$CaO$ .....	5.82	6.88
$MgO$ .....	2.81	4.62
$K_2O$ .....	1.93	1.35
$Na_2O$ .....	3.27	3.50
Izz. veszt. ....	1.41	

Összesen: 100.00

Összesen: 100.20

Elemző: EMSZT.



Az OSANN-féle számok:

$$Al_2O_3 > (KNa)_2O + CaO$$

$$T = 0.12$$

$$s = 66.21, A = 4.85, C = 6.88, F = 10.21$$

$$s_{66.21} \ a_{4.4} \ c_{6.3} \ f_{9.3} \ n_{7.2}$$

$$\text{sor} = \beta, k = 1.24$$

(41. ábra 13.)

$T$  értékét figyelembe véve:

$$s = 66.21, A' = 4.97, C' = 6.88, F' = 10.21$$

$$s_{66.21} \ a'_{4.5} \ c'_{6.2} \ f'_{9.3} \ n'_{7.0}$$

$$\text{sor} = \beta, k' = 1.23$$

(41. ábra 13'.)

Az OSANN-féle viszonyyszámok:

$$SAIF = 21, 4, 5$$

$$AlCAlk = 15, 9, 6$$

$$NK = 7.2$$

$$MC = 4.0$$

(42. ábra 13.)

Ez értékek beleilleszkednek az OSANN-tól közölt piroxénandezitek sorába s talán legközelebb állanak a *Burney Butte*, CAL. piroxénandezitjének megfelelő viszonyyszámaihoz:

$$SAIF = 21.5, 3.5, 5$$

$$AlCAlk = 14, 9.5, 6.5$$

$$NK = 6.8$$

$$MC = 3.7$$

Ehhez a piroxénandezithoz hasonlóan látszik a Nadap előtt levő mély útban a háromszögelési fix ponttól délre feltárt kis andezitkocsány kőzete. Mállott volta miatt azonban e kőzetet közelebről jellemezni nem lehet. Mindössze annyi állapítható meg róla, hogy holokristályosnak látszó alapanyagában diopszidos augit és mállott plagioklászok a porfirosan kivált lényeges elegyrészei.

### Alunitos kvarcitok és kvarcitok.

Az alunitos kvarcitok legtipusosabban kifejlődve a Templomhegyen, a Csúcsoshegy feltárásaiban s a Nyíreshegyen fordulnak elő.

E kvarcitok fehér, fehéressárga, helyenként kisebb-nagyobb foltokban sárga, barnaszínű, többnyire finoman lyukacsos kőzetek. Helyenként erősen porózusak, másutt tömöttebbek. Makroszkóposan csak k v a r c, itt-ott limonitos foltok s parányi szintelen sárgás lemezek alakjában az a l u n i t ismerhető fel bennük.

A T e m p l o m h e g y<sup>1</sup> kőzete fehérszínű, helyenként sárgás árnyalattal s aránylag talán legtöbb alunitot tartalmaz. E kvarcit elegyrészei: k v a r c, a l u n i t, v a s o x i d o s (l i m o n i t o s) f o l t o k és helyenként k a o l i n, ritkán z i r k o n. A kőzetnek túlnyomó részét apró, szintelen k v a r c s z e m e k alkotják, melyek átlagban 0·05—0·10 mm nagyságúak, néha jóval apróbbak is. E kvareszemek széle rendszeren öblös, karélyos vagy fogazott s e karélyokkal vagy fogak segítségével kapcsolódik a kvarcok egymáshoz. Néha közöttük nagyobb, rendszeren kissé zsírosan fénylő törési felületű kvarcok is megfigyelhetők, melyek az aprók között mintegy beágyazottan foglalnak helyet; ezek vagy gömbölydedek, vagy szabálytalan alakúak karélyos széllel; néha két-három nagyobb szem kapcsolódik egymáshoz az öblök révén. E nagyobb kvareszemek néha 1·00 mm nagyságot is elérnek. A nagy kvarcok széle néha sajátságosan kimart, cafatos, vagy fogazott.

A kvareszemek belsejében rendszeren finom pontokból, illetőleg pontsorokból álló parányi interpozíciók észlelhetők, melyek a nagy kvarcokban folyadékból állanak. Néha a nagyobb kvarcokban e folyadékzárványok zsinórszerű sorokban csatlakoznak egymáshoz. Itt-ott mozgó libella is észlelhető a nagy kvarcok folyadékzárványaiban. A sűrűn fellépő interpozíciók a kvarcokat, főleg aprókat, zavarosakká teszik.

Néha a kvarcit üregeiben fennőtten is előfordul a kvarc apró, szintelen kristálykáiban, melyek  $\{10\bar{1}0\}$ ,  $\{10\bar{1}1\}$  és  $\{01\bar{1}1\}$  kombinációiból állanak.

A kőzetnek kisebb-nagyobb pórusaiban vékony lemezekben kifejlődve találjuk az a l u n i t o t. Az alunit fénylő lemezkéi szintelenek, vagy gyengén sárgásak, bázis szerint való vékony táblácskák, leveles aggregátumok. Rendszeren igen aprók, néha azonban 0·58—0·8 mm nagyságúak, ritkán nagyobbak is. A bázison kívül közelebbi forma meghatározása a rendkívül vékony, leveles aggregátumszerű kifejlődés miatt nem sikerül; a levélkéké széle többnyire meglehetősen egyenetlenül, néha cafatosan kifejlődött. Mikroszkóppal az alunit bázis szerint való hasadása kitűnően észlelhető.

Keresztmetszetben e lemezek természetesen keskeny lécecskék alak-

<sup>1</sup> V. ö. VENDL A.: A nadapi alunit, Matematikai és Természettudományi Értesítő, XXXI. 1913., p. 95—101.



jában tűnnek fel, amint a mikrofotografiából is kitűnik. (II. tábla, 1. ábra.) Az alunit lemezkéi egy optikai tengelyűek, optikailag pozitívok; fénytörésük mérsékelt, kéttörésük tetemes. Az immerziós módszerrel monobrombenzollal és bromoformmal közönséges fényben a következő értékeket nyertem:

$$\omega = 1.575$$

$$\varepsilon = 1.594$$

s ebből

$$\varepsilon - \omega = 0.019.$$

Megemlítem azonban, hogy a meghatározásra használt módszerből kifolyólag a harmadik tizedesek csak közelítő értékek. MICHEL-LÉVY és LACROIX<sup>1</sup> az allumiérei aluniton a következő értékeket állapította meg:  $\omega = 1.572$ ,  $\varepsilon = 1.592$ , miből  $\varepsilon - \omega = 0.020$ ; LACROIX direkt méréséből:  $\varepsilon - \omega = 0.018$ .

BABINET-féle kompenzátorral mérve  $\varepsilon - \omega = 0.0195$ -nek adódott ki.

Az alunit lemezkéi a lángban dekrepitálnak, nem olvadnak meg. Gyenge hevítés után timsó lúgozható ki a porrátört kőzetből. Kobaltnitrát oldatával izzítva a lemezkéket, megkékülnek.

A kőzet miarolitos üregecskéiben az alunitlemezkék rendesen szabadon végződnek s csak egyik szélükkel fennőttek a kvarcit üregeinek falán; néha sajátságos csillagszerű alakban csoportosultak. Ritkábban az üreget teljes összefüggésben alunit tölti ki, főként az igen parányi pórusok esetében. Némelykor az alunit nemcsak az üregekben, hanem a kvarcok közé ékelten is előfordul. Igen ritkán a Templomhegy É-i részén a parányi alunitok néha gömbös (romboederszerű) habitusúak. Nem lehetetlen, hogy ezek romboedereknek felelnek meg. De annyira legömbölyödöttek és parányiak, hogy közelebbi formát megállapítani rajtuk nem lehet.

Ezenkívül a kőzetben itt-ott vörösbarna vasoxid, illetőleg barnásfeketés limonit fordul elő; főként az üregecskék falán bevonat alakjában s az üregecskében levő alunitlemezkék közti hézagok részleges kitöltéseként és itt-ott maguk között a kvarcsemek között.

A kaolin néhol majdnem teljesen hiányzik, máshol kisebb foltocskákban található, mely foltocskák gyakran hosszúkás, parallelogramma alakúak (egykor földpát?). Ritkán a kaolinfoltokban parányi alunit-foszlány ismerhető fel.

Igen ritkán zirkon is található alkotórészként szintelen prizmatikus habitusú, a terminális végein piramisokkal zárt parányi kristálykákban.

Mivel az alunit lemezkéi parányiak, a kémiai elemzéshez szükséges

<sup>1</sup> MICHEL-LÉVY A.—LACROIX A.: Les minéraux des roches, Paris, 1888, 140. lap.

mennyiségben a kvarctól tisztán megszabadítanom nem sikerült őket még nehéz folyadékokkal sem, tekintve, hogy az alunit és a kvarc fajsúlya igen közel van egymáshoz. Ezért meg kellett elégednem magának a kőzetnek az analizisével. A megelemezett kőzet a Templomhegy DK-i részéről való (Nadapától É-ra), mely a mikroszkópos vizsgálat szerint csak igen kevés vasoxidot és csak igen minimálisan alárendelt mennyiségű kaolint — nyomokban — tartalmaz. Az elemzés eredménye:

$SiO_2$ .....	54.65 %
$ZrO_2$ .....	nyomokban
$Fe_2O_3$ .....	1.78 %
$Al_2O_3$ .....	16.97 %
$CaO$ .....	0.21 %
$MgO$ .....	0.16 %
$K_2O$ .....	2.28 %
$Na_2O$ .....	0.92 %
$SO_3$ .....	16.41 %
$H_2O$ .....	6.57 %
<hr/>	
Sa: 99.95 %	

Elemző: VENDL.

Ha ezekből az elemzési adatokból a kvarcnak megfelelő  $SiO_2$  mennyiséget, továbbá az  $Fe_2O_3$ -t, mely az üregecskék falán vékony kéregként fordul elő, továbbá az alárendelt mennyiségű  $CaO$  és  $MgO$ -t levonjuk, a többi adat 100-ra átszámítva a következő értékekre vezet:

$Al_2O_3$ .....	39.33 %
$K_2O$ .....	5.29 %
$Na_2O$ .....	2.13 %
$SO_3$ .....	38.03 %
$H_2O$ .....	15.22 %
<hr/>	
Sa: 100.00 %	

Az alunitnak a  $K(Al_2OH)_3(SO_4)_2$  képletből számított teoretikus összetétele:

$Al_2O_3$ .....	36.98 %
$K_2O$ .....	11.36 %
$SO_3$ .....	38.62 %
$H_2O$ .....	13.04 %
<hr/>	
Sa: 100.00	

Az elemzésből számított értékek s a teoretikus összetétel adatai közelítőleg ugyanazok; mindössze csak az alkálitartalomban vehető észre lény-



gesebb különbség, amennyiben az elemzésből nyert adatok szerint az alkáliák összege:  $5.29 + 2.13 = 7.42$  %. Még akkor is kisebb ez érték a teoretikusnál, ha a  $Na_2O$  mennyiséget ekvivalens  $K_2O$ -ra számítjuk át. Ha azonban az elemzésből számított értékekben az  $Al_2O_3$  és a  $H_2O$  igen csekély fölöslegét esetleg a kaolin rovására írjuk, az alkálitartalom viszonyos mennyisége jóval kedvezőbbé válnék. Mindenesetre azonban az elemzési adatokból számított és a teoretikus értékek közt a megegyezés jó. Nem lehetetlen, hogy az igen kis mennyiségben előforduló  $CaO$  és  $MgO$  esetleg alkálit pótol.

MITSCHERLICH<sup>1</sup> elemzése szerint a tolfai és a muzsaji alunit is tartalmaz a káliumon kívül nátriumot és kalciumot. A CROSS W.-tól leírt és EAKINS L. G.-tól elemzett Democrat Hill-i és Mount Robinson-i alunitos kvarcitok szintén elég sok nátriumot s ezenkívül  $Ca$ -t és  $Mg$ -t is tartalmaznak.<sup>2</sup> A RAMMELSBERG munkájában felsorolt adatokra csak hivatkozva, itt csupán e két amerikai alunitos kvarcit elemzési adataiból számított értékeket tüntetem fel összehasonlításképpen, mint a legújabb elemzésekből számított értékeket. Ez átszámításoknál a  $Fe$ ,  $Ca$ ,  $Mg$  ismét figyelmen kívül maradt:

	Democrat Hill	Mount Robinson
$Al_2O_3$ .....	38.77 %	44.98 %
$K_2O$ .....	6.95 %	8.00 %
$Na_2O$ .....	3.56 %	1.12 %
$SO_3$ .....	37.34 %	30.39 %
$H_2O$ .....	13.38 %	15.51 %
	<hr/> Sa: 100.00	<hr/> Sa: 100.00

Egyébként a régebbi irodalomban közölt elemzési adatok szerint — melyek szintén a kisebb vagy nagyobb mennyiségű kvarenak megfelelő kovásv levonásával átszámított értékeket tüntetik fel — az alunitok alkálitartalma hasonlóképpen meglehetősen tág határok között ingadozik. Természetes, hogy a legnagyobb ingadozások főként a legrégebbi elemzések eredményeiben szembeszökők.<sup>3</sup>

Az alunit kémiai alkotását még jobban feltűnteti a következő, újabban készült elemzés. Ez analízis anyagául a Templomhegy tetején levő fehérszínű kvarcitból gyűjtött darab szolgált, mely a mikroszkópi vizsgálat alapján még az előbbinél is tisztábban csak kvareből és alunitból állónak bizonyult, amennyiben vasoxidos és kaolinos részletek még sok-

<sup>1</sup> RAMMELSBERG C. F.: Handbuch der Mineralchemie, II. Aufl., Leipzig, 1875, 274. l.

<sup>2</sup> CROSS N.: On Alunite and Diaspore from the Rosita Hills, Colorado. The American Journal of science, XLI., 1891, 466. l.

<sup>3</sup> V. Ö. RAMMELSBERG C.: F. l. c. és az I. kiadás, Leipzig, 1860, 289—292. lapját.

kalta alárendeltebben, úgyszólván valóban csak nyomokban fordulnak elő benne :

$SiO_2$ .....	55.05 %
$Fe_2O_3$ .....	1.71 %
$Al_2O_3$ .....	16.67 %
$CaO$ .....	0.20 %
$MgO$ .....	0.12 %
$K_2O$ .....	2.71 %
$Na_2O$ .....	0.98 %
$SO_3$ .....	16.19 %
$H_2O$ .....	6.39 %
Összesen:	100.02

Elemző: VENDL.

Kéremre, — ellenőrzésképen, — SZINYEI MERSE ZSIGMOND kollégám meghatározta ugyanennek a kőzetpéldánynak  $Na_2O$  és  $K_2O$  tartalmát:

$K_2O$ .....	2.67 %
$Na_2O$ .....	1.01 %

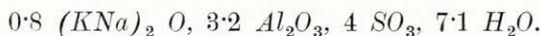
Az előbbihez hasonló módon átszámított értékek:

$Al_2O_3$ .....	38.82 %
$K_2O$ .....	6.31 %
$Na_2O$ .....	2.28 %
$SO_3$ .....	37.70 %
$H_2O$ .....	14.89 %
Összesen:	100.00

Ez az analízis is azt bizonyítja, hogy nem tiszta káliá-lunittel, hanem káli-nátronalunittel van dolgunk, melynek közelítő összetétele az utolsó átszámításból számolva:

	Mol. hányados
$Al_2O_3$ .....	0.3798
$K_2O$ .....	0.0669
$Na_2O$ .....	0.0367
$SO_3$ .....	0.4671
$H_2O$ .....	0.8264

Hogy ez értékekből a képletet összeállíthassuk, legeelszerűbb az  $SO_3$  molekulahányadosából kiindulni; még pedig azért, mert a kénsav-maradék a kőzet ásványai közül csak az alunitban fordul elő. Ha az  $SO_3$  molhányadosa 4, akkor az összetételt a következő képlet fejezné ki:





E képlet — az  $Al_2O_3$  és  $H_2O$ -nak feleslegétől az imént említett okokból eltekintve — jól megközelíti az alunitnak, még pedig egy káli-nátron-alunitnak a teoretikus összetételét.

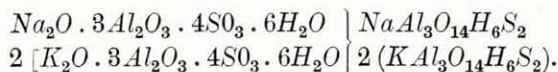
A nátrium és kálium viszonya a molekulahányadosok alapján:

$$Na_2O : K_2O = 1 : 1.8,$$

illetőleg közelítőleg

$$Na_2O : K_2O = 1 : 2.$$

Ezek alapján ez alunit összetételét közelítőleg a következő képlet fejezi ki:



A kevés *Ca* és *Mg*-ra vonatkozólag esetleg az sem lehetetlen, hogy ezek az elemek izomorf módon részt vesznek az alunit alkotásában. Figyelembe kell ugyanis vennünk, hogy az alunit-csoport ásványait általános képlettel a következő módon fejezhetjük ki:<sup>1</sup>

$$[R'''(OH)_2]_6 \cdot R'' [M_2] [M_2]$$

hol

$$R''' = Al, Fe'''$$

$$R'' = K_2, Na_2, H_2, Pb, Sr, Ba$$

$$M = SO_4, HPO_4, HAsO_4, \frac{1}{2} PbPO_4, \frac{1}{2} SrPO_4.$$

Nem teljesen lehetetlen, hogy amint a *Sr* és *Ba*, úgy esetleg a *Ca* és *Mg* is szerepet játszhat ezeknek a molekuláknak az alkotásában.

A Templomhegy többi pontjain már a kvarcit többé-kevésbbé erősebben vöröses árnyalatú, amennyiben több vasoxidot is tartalmaz. Az alunit fellépése benne szintén igen különböző elosztású: helyenként igen alárendelt, másutt meg épenséggel hiányzik s a kvarcon kívül a kőzet főként csak sok alunitot tartalmaz.

Igy a Templomhegy ÉNy-i részén a kvarcit szürkés-vöröses színű, helyenként erősebb vörös foltokkal. Nem túlságosan porózus. Az alunit elemek néha 2 mm nagyságot is érnek s rendesen igen sok vöröses-barna pontszerű vasoxidos interpozíciót zárnak magukba. A kvarcok között is igen sok vörös, barnás vasoxidos, limonitos anyag fordul elő.

A Templomhegy és Nyíreshegy között, az ú. n. «Nagykő» kőzete sárgás, sárgászöld, néha barnás színű. Túlnyomórésztben porózus, helyenként valósággal szivacszerű. Másutt egészen tö-

<sup>1</sup> SCHALLER W. T.: Die Alunit-Beudantitgruppe. Z. f. Krystallographie, 50, 1912, p. 106.

mött. Ott, hol a kőzet tömöttebb, rétegszerű vörösbarna sávazottság észlelhető, melyet vas- és mangánvegyületek okoznak. Az apróbb kvarcsezemek között itt-ott nagyobb, többé-kevésbé gömbölyded, ép szélű, vagy sajátágosan kimartnak látszó kontúrú kvarcsezemek fordulnak elő. A miarolitos pórusokban elég sok alunit-lemezke észlelhető. Gyakran a pórusok elég nagyok: 3—4 mm nagyságúak. Néhol az alunit nemcsak az üregecskékben, hanem a kvarcsezemek között is észlelhető vékony lemezekben, vagy kisebb-nagyobb szabálytalan körvonalú szemekben, melyek néhol csoportosan is fellépnek. Itt-ott a pórusokban kaolin figyelhető meg, mely néha a pórusokban fellépő alunitok között is előfordul. Néha a kőzetben sok, ráeső fényben vörösesbarnás limonitos folt figyelhető meg, melyek helyenként nagyobb tömegben lépnek fel. Sokszor az alunitok is vasoxidos foltokba beágyazottak.

Néhol itt nagyobb tömbök is alunittól mentesek, csak kvarc, és limonitos-vasoxidos anyagból állanak.

Helyenként a kőzetben olyan részletek is előfordulnak, melyek fő-tömegükben csak kaolinból állanak, melyben itt-ott néhány színtelen kvarcsezem fordul elő. Így a Miklósnylás déli széléhez közel, majdnem az erdő szélén levő árok fejénél legalább mintegy 3 m vastagságban fordul elő ilyen csaknem tisztán kaolinból álló, nagyjában ÉNy—DK-i irányban esapó kőzet az alunitos kvarcitok között.

A Nyíreshegy kvarcitja szürkés-vörösös, vagy sárgás-barnás színű, mely itt-ott az apró pórusokon kívül nagyobb lyukaesokat is tartalmaz. Helyenként ebben a porózus fő-tömegében kisebb-nagyobb, néha ökölnyi tömött részletek is előfordulnak, melyek néha konglomerátos, illetőleg breccsás jelleget adnak a kőzetnek. A kőzet főként apró kvarcokból áll, melyek között itt-ott nagyobb, egész 0.5 cm nagyságú kvarcok is előfordulnak. E nagyobb kvarcok kissé zsírfényűek. Az alunit lemezkéi részben az üregecskékben fordulnak elő, részben maguk közt a kvarcsezemek között. Néha a kvarcok közé beékelten apró, szabálytalan alakú, de a hasadást mindig kitűnően mutató szemekben is észlelhető az alunit. Az alunitok között levő keskeny, hasadásszerű helyeket vörös vasoxid tölti ki, mely egyébként a kvarcsezemek között is előjő. Helyenként a kőzetben néha 0.5 cm nagyságot is elérő kaolin foltok figyelhetők meg.

A Csúcsoshegy kvarcitja is az előzőkhöz hasonló azzal a különbséggel azonban, hogy valamivel tömöttebb és hogy helyenként az alunit teljesen hiányzani látszik; így a hegy tarajszerűen kiemelkedő gerincének sok részében.

A Csúcsoshegy Ny-i oldalán levő kőfejtőben feltárt kőzet fehérszínű, de itt-ott rozsdaszínű foltokkal tarkázott. Helyenként egészen tömött,



máshol porózus. A mikroszkópi vizsgálat alapján túlnyomó részben apró, szintelen kvarcokból állónak bizonyul, melyek néhol egészen tömötten, szorosan csatlakoznak egymáshoz, máshol parányi üregecskék vannak közöttük. Az alunit apró lemezekében részint a pórusokban fordul elő, részint maguk között a kvarcselemek között. Ritkábban az apró kvarcselemek között egy-egy nagyobb kvarcegyén is észlelhető. Néhol a pórusokban kaolin fordul elő. Helyenként sok vörösesbarna vasoxidos anyag lép fel, mely különösen az üregecskében levő alunitlemezkek közötti hézagokat tölti ki. Igen ritkán zirkon is előfordul, szintén prizmás termetű kristálykában.

A Csúcsoshegy gerincének DNy-i végén helyenként a kvarcit teljesen tömött. Ebben az alunit parányi lécecskéi közvetlenül az apró kvarcselemek között foglalnak helyet. A kvarcok között ezenkívül sok vasoxidos anyag észlelhető mangán vegyületekkel együtt.

A Csúcsoshegy ÉK-i oldalán levő feltárásban gyűjtött kvarcit szabad szemmel tömöttnek látszik, amennyiben a — néha 0.5 cm nagyságot is elérő lyukacsait kaolin tölti ki. Mikroszkóp alatt a kőzet túlnyomórészt apró kvarcsemekekből állónak bizonyul, melyek vagy szögletesek, vagy öblösek, karélyosak. Közöttük nagyobb, néha 0.3–0.4 cm, sőt igen ritkán 1 cm nagyságú kaolin-foltok, melyek néha hosszukás parallelogramma alakúak, ami talán az eredeti földpát körvonalaiknak felelhet meg; máskor a kaolin szabálytalan foltokban figyelhető meg. Az alunit ott igen alárendelt, amennyiben csak itt-ott találni a kaolinfoltokban egy-egy alunit-foszlányt.

Helyenként a Csúcsoshegyen is a kvarcitban csaknem tisztán kaolinból álló részletek fordulnak elő. Így az előbbi feltárástól közvetlen Ny-ra levő régi kis fejtőben ilyen erősen kaolinos kvarcit van feltárva. Ezek a kőzetek fehéres-szürkés színűek, igen könnyen szétüthetők, sőt szét is nyomhatók. Eléggő porózusak. Mikroszkóppal túlnyomó részben kaolimból kevés szintelen kvarcsemekeből sok vasoxidos-mangános anyagból állónak bizonyulnak. A bennük levő üregecské néha sajátságos parallelogramma alakúak. Ez üregecskék belső falát nagy kaolin, vagy sárgásbarna vasoxidos vékony réteg kérgezi be. Nem lehetetlen, hogy ezek a parallelogramma-alakú üregecské az eredeti és később a szolfatára és hévforrásműködések folytán átalakult gránit földpátjainak a körvonalaikat jelzik.

A Csúcsoshegy DNy-i csúcsán a kvarcit makroszkoposan egészen tömöttnek látszik és fehér színű. Kvarcsemekekből alkotják, melyek szabálytalan alakúak; ritkán közöttük itt-ott nagyobb kvarcegyének is előfordulnak. Az alunit aránylag nagyon alárendelt s maguk között a kvarcselemek között fordul elő. Néha az általában ritkán

észlelhető parányi üregecskékben is található az alunit. Az üregecskék belső falát vasoxidos kéreg vonja be.

A Csúcsoshegy É-i oldalán levő kis kőbányában feltárt kőzet helyenként emlékeztet bizonyos fokig egy kaolinosan elváltozott, már csillámot sem tartalmazó gránitra. A kőzet fehéressárga, helyenként vöröses színű vasvegyületektől, néhol porózus, üreges. Makroszkóposan k v a r c, k a o l i n és vasoxidos vegyületek ismerhetők fel benne. A kőzet zömét k v a r c alkotja, melynek egyénei színtelenek s szabálytalan szélűek. Közöttük itt-ott nagyobb kvarcgyének is előfordulnak, melyek parányi folyadékzárványokat tartalmaznak; egészben véve gránitnak kvarcára emlékeztetnek. A kvarcok között, valamint az üregecskékben k a o l i n fordul elő elég nagy mennyiségben. Helyenként a kvarcok között, valamint az üregecskékben is sok vörösbarna színű vasvegyület fordul elő mangánvegyületekkel együtt.

Végül megemlítem, hogy a Csúcsoshegy kvarcitjában is az üregecskékben a kvarc gyakran található fennőttén, néha 1 cm hosszúságot is elérő kristályokban, épen úgy, mint a Templomhegyen  $\infty R$ ,  $+R$  és  $-R$  szokott kombinációjában.

A Csekélyhegy kvarcitja is hasonló az előbbiekhöz, azzal a különbséggel azonban, hogy kevésbbé homogénnek látszik. Helyenként ugyanis úgyszólván konglomerátos, vagy breccsás kifejlődésre emlékeztet. Másutt pedig a hévforrásműködésekkel karöltve járó vasoldatok oly erősen impregnálták a kőzetet, hogy első tekintetre tiszta vasércnek tűnik fel.

A Csekélyhegy ÉK-i részén gyűjtött példány szürkés-sárgás színű, meglehetősen porózus; helyenként sötétebb vörösbarna foltokkal. Túlnyomó részben k v a r c b ó l áll, melynek egyénei aprók, széleiken öblösek, karélyosak. A kvarcok között és a pórusokban sok a k a o l i n. Az a l u n i t vagy apró lemezekékben fordul elő az üregecskékben, vagy nagyobb, összefüggő halmazokban egészen kitölti a kőzet pórusait. Barnás-fekete, vékony rétegeiben vörössesárgás vasoxidos-limonitos foltok nagy mennyiségben találhatóak a többi elegyrész között.

Helyenként a Csekélyhegy kvarcitja is alunittól mentes.

A hegy tetején a kvarcit erősen breccsás-konglomerátos alkotású. Itt ugyanis kisebb-nagyobb, diónyi fejnagyságú kvarcitdarabok másodlagosan vasoxidos-kaolinos anyaggal vannak összecementezve.

Ugyanitt, a hegy tetején, s tőle kissé D-re, helyenkint a kvarcitot annyira átjárták vasas oldatok, hogy teljesen vörösbarna színű s vasércnek tűnik fel. Az itt gyűjtött példány vörösbarna, éreszerű, nagy fajsúlyú, helyenként üreges. Itt-ott benne már makroszkóposan is nagyobb, néha 3–5 mm nagyságot is elérő kvarcból álló fehér terecskék ismerhetők fel.



A mikroszkópi vizsgálat szerint a kőzetnek mintegy a vázát apró kvarc-  
szemek alkotják, melyek a már makroszkóposan is megkülönböztet-  
hető fehér terecskében elég tiszták. E kvarcok közötti hézagokat vas-  
oxidos-limonitos anyag tölti ki. Néhol e vasvegyületek annyira túlnyomóak,  
hogy teljesen kiszorítják a kvarcot s ekkor a kőzet még mikroszkóp alatt  
is átlátszatlan. Alunit itt vagy egyáltalában nem fordul elő, vagy csak  
igen alárendelten apró foszlányokban s ekkor a kőzet rendszerint kaolint  
is tartalmaz.

A Cseplek kvarcitjára jellemző, hogy benne az alunit csak alá-  
rendelten fordul bizonyos pontokra lokalizálódva. Így a hegyen  
levő kálvária három főkeresztjétől közvetlenül Ny-ra található a kőzetben  
kisebb mennyiségben az alunit. Úgy látszik tehát, hogy itt már a  
szolfatára működés igen csekély szerepet játszott; ellenben az elkvarcosodást s a kvarcit képződését előidéző hév-  
forrás-működések túlnyomók voltak. Innét van az, hogy a Cseplek kőzete már túlnyomó részben alunittól mentes kvarcitból áll.

A Cseplek keleti végének déli oldalán levő Lyka Döme-féle kőfejtő-  
ben feltárt kvarcit szürkéssárgás, itt-ott erősebb vasoxidos-mangános be-  
vonattal. Erősen lyukaesos; az üregecskék gyakran 1 cm átmérőt is elérnek.  
A kőzet kvarcegyénekből áll, melyek aprók, átlagban 0.1—0.2  
mm nagyságúak s szabálytalan öblös, vagy fogazott széleikkel kapcsolód-  
nak egymáshoz. E kvarcok részben teljesen szintelenek, átlátszók, rész-  
ben parányi pontszerű interpozícióktól zavaros belsejűek. Közöttük néha  
egy-egy nagyobb 0.3—0.5 mm nagyságú kvarcegyén is előfordul; ezek  
vagy gömbölydedek, vagy kimartnak látszó egyenetlen szélűek. Egyik na-  
gyobb kvarcegyénben hosszúkás zirkon-szerű zárvány volt megfigyel-  
hető. A kvarcok között levő üregecskéket, illetőleg az üregecskék falát  
barna vasoxidos-limonitos, itt-ott mangános anyagot is tartalmazó kéreg  
tölti ki, mely az egész kőzetet vöröses árnyalatúvá teszi. Alunit a kőzetben  
nincs.

A kálvária környékén s a hegytetőn levő kereszttek környékén szál-  
ban álló kvarcit az előbbivel teljesen megegyező.

A kereszttektől közvetlenül Ny-ra levő tömbök kőzete fehéres-sárgás  
színű, apró pórusokkal telt. Helyenként igen sok vasoxidos-mangános  
anyag fordul elő, mely főként a pórusokban s a hasadékokban helyezkedik  
el. Elegyrészei: kvarc, alunit s igen kevés kaolin. A kvarc  
egyénei az eddig leírt kvarcitokéval megegyező kifejlődésűek. Az alunit  
szintelen, sárgás, vékony lemezekben fordul elő, részben a pórusokban,  
részben a kvarcselemek közé beékelve.

Míg a Cseplek kvarcitjában az alunit csak egész lokálisan és aláren-  
delten lép fel, addig a Meleghegyen előforduló kvarci-

tokban alunit már egyáltalában nincsen, vagy legalább is a nagy számban gyűjtött és átvizsgált kőzetpéldányokban nem sikerült kimutatnom. A kaolin azonban annál bővebben található e kőzetekben, főként a kvarcittelérek szélein. Itt tehát már a szolfára működések teljesen elmaradtak, csupán csak a kvarc anyagának és a kaolinnak képződését előidéző hőforrások hatásai mutathatók ki.

A Meleghegy tetején levő kvarcit szürkésbarnás, helyenként fehérszínű, erősen porózus, lyukaesos. Nagyobb gömbölyded, vagy öblösen, fogazottan kimart szélű kv a r e s z e m e k b ől áll, melyek között apróbb kvarcok helyezkednek el. A kvarcok színtelenek; a nagyobbakban igen parányi folyadékszárványok fordulnak elő. Az üregecskéek falát vékonyabb-vastagabb vasoxidos-limonitos anyag vonja be. Néhol ezek a vasvegyületek igen alárendeltek, vagy esetleg teljesen hiányzanak s e helyeken a kőzet fehérszínű.

A kvarcittelérek szélei körül, de lokálisan magukban a telérekben is, a kőzet roppant nagy mértékben kaolinos. A mikroszkópi vizsgálat ezekben a kaolinos módosulatokban kv a r c o t, ka o l i n t, m u s z k o v i t o t (szericit), itt-ott rozsdaszínű vasoxidos anyagot s igen ritkán z i r k o n t állapított meg. A kvareszemek színtelenek; a nagyobb kvarcok közötti terecskéket túlnyomólag kaolin s ezenkívül apró muszkovit (szericit) pikelyei töltik ki. Utóbbiak rendszerint a kaolinba beágyazottan figyelhetők meg. Igen ritkán ebben a kaolinos-szericites tömegben vékony, alig kivehető ikerrovátkák alakjában az egykori földpát nyomait lehet sejteni. Még ritkábban a kaolinos tömegben parányi szintelen zirkonprizmácska fordul elő. Kivételesen a kaolinos termékek között a legerősebb nagyítással parányi kvadratikus keresztmetszetű bomlási termék is felfedezhető, mely esetleg valamelyik zeolit lehet. A kvarcok egyikében egy esetben mozgó libellás folyadékszárványt, egy másik kvareszemben parányi zöldesszínű csillámot észleltem zárvány gyanánt. Megemlítem még azt is, hogy helyenként a kőzetben a kaolin a túlnyomó, úgy hogy a kvarc aránylag igen háttérbe szorul, másutt a kvarc dominál s a kaolin aránylag kevesebb.

E kvarcit üregeiben is gyakoriak a kvarc fennőtt kristálykái, melyek néha 1 cm nagyságot is elérnek. Kristályalakjuk a közönséges  $\infty R$ ,  $+R$  és  $-R$  kombinációjából áll.

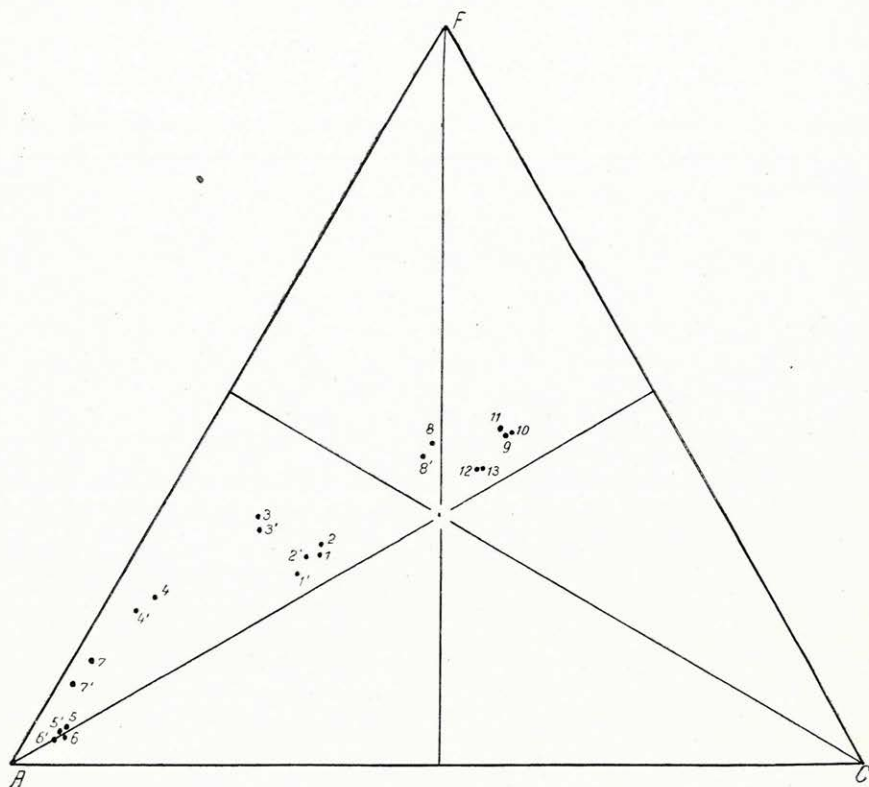
E kvarcit összetétele:



	%
$SiO_2$ .....	97·27
$Fe_2O_3$ .....	1·39
$FeO$ .....	0·26
$Al_2O_3$ .....	0·87
$CaO$ .....	—
$MgO$ .....	—
$TiO_2$ .....	0·13
$K_2O$ .....	0·28
$Na_2O$ .....	0·35
Összesen:	100·55

Elemző: EMSZT.

A kőzet tehát majdnem teljesen  $SiO_2$ -ből áll. A kevés vas mennyisége a titánnal együtt a vasvegyületes bekérgezésekben fordul elő; az aluminium s a kevés alkáli a kaolinos anyagban leli magyarázatát. Még pedig, mint-hogy az alkáliák kis nyomokban még jelen vannak, arra következtethetünk, hogy az elkaolinosodás alkalmával az alkáliák nem távolítottak el teljesen, hanem nyomokban megmaradtak.



41. ábra.









## MAGYARÁZAT AZ I. II. ÉS III. TÁBLÁHOZ.

### I. Tábla.

1. A Szt. Donát temploma alatt feltárt kőbánya aplitjának alapanyaga keresztezett nikolok közt. Nagyítás:  $1 \times 52$ .
2. Andaluzitok a sztomolitos kontakt-kőzetben. A sötét pettyek magnetitok. Nagyítás:  $1 \times 52$ .
3. Zirkon a sukorói vendégfogadótól közvetlenül északra levő andezitból. Nagyítás:  $1 \times 100$ .
4. Kerzantit. Nagyítás:  $1 \times 30$ .

### II. Tábla.

1. Alunitos kvarcit a Templomhegy ÉK-i oldaláról  $a$  = alunit ;  $k$  = kvarc;  $ü$  = üregek. A sötét foltok vasoxidos (limonitos) részletek. Nagyítás:  $1 \times 42$ .
2. Gránitporfir (Karácsonyhegy) alapanyaga: közepen kvarc. Keresztezett nikolok közt. Nagyítás:  $1 \times 30$ .
3. Ortoklász infiltrációszerűen átszőve kvarccal gránitban. Keresztezett nikolok közt Nagyítás:  $1 \times 100$ .
4. A gránit biotitjában epidot. Nagyítás:  $1 \times 100$ .

### III. Tábla.

1. Ortoklászna és kvarenak granofiros (mikropegmatitos) átnövése aplitban, keresztezett nikolok között. Nagyítás:  $1 \times 100$ .
  2. Sztomolitos exogénzárvány a gránitban, mely túlnyomó részben biotitból áll, a közepén korunddal. Nagyítás:  $1 \times 52$ .
  3. Korund a sztomolitos exogén-zárványban. Nagyítás:  $1 \times 100$ .
-



1.



2.



3.

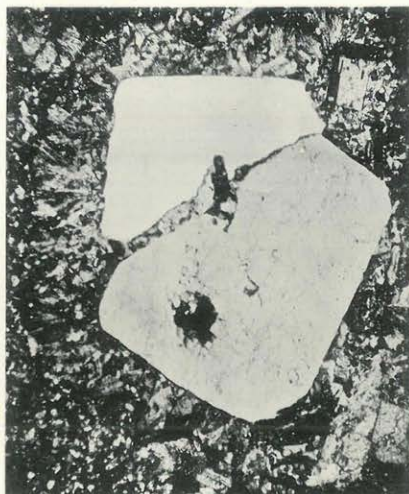


4.

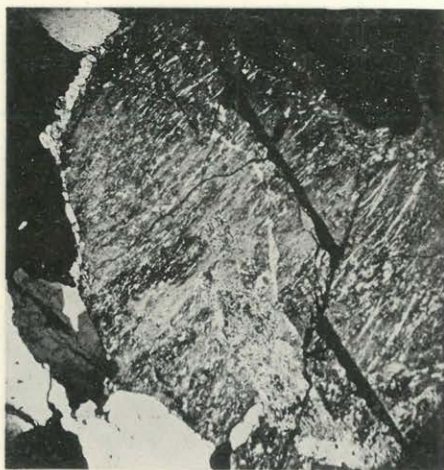




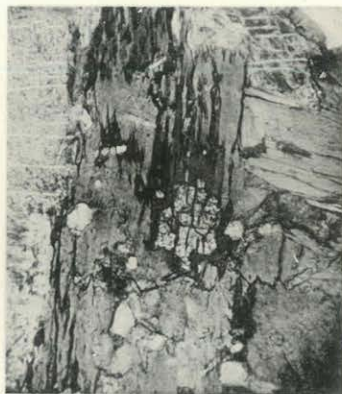
1.



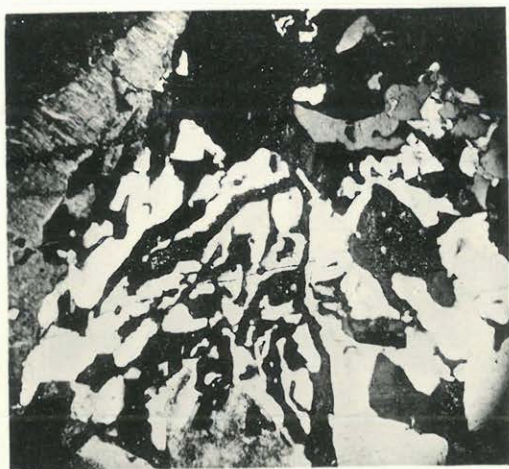
2.



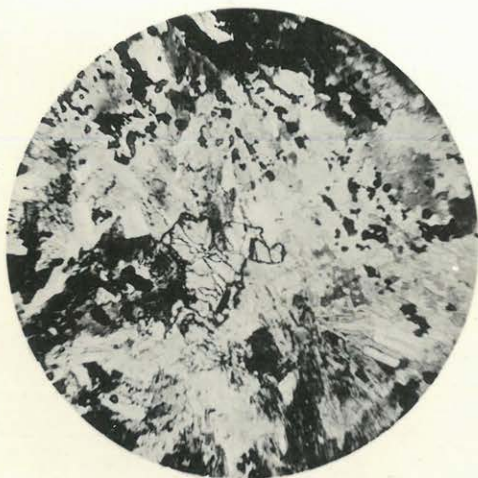
3.



4.



1.



2.



3.